題名	作／譯者	卷期號	頁碼		出版年
西伯利亞寒潮與東亞對流層中部噴射氣流之形成	徐應璟 王時鼎	02/01	1		1956.03
水文氣象觀測與水文氣象預報	劉衍淮	02/01	11		1956.03
大氣放射能之測定及其對人體之影響	呂世宗	02/01	18		1956.03
論飛行員天氣的重要性和測報方法	戚啓勳	02/01	26		1956.03
南極的新地理	鄭子政	02/01	29		1956.03
寒季中的東南亞熱帶擾動（譯）	殷來朝	02/01	34		1956.03
熱帶氣旋問題之研討（續）（譯）	亢玉瑾	02/01	43		1956.03
---	---	---	---		---
再論台灣高空氣流	魏元恆	02/02	1		1956.06
天氣預報之考核問題	萬寶康	02/02	8		1956.06
渦度方程之介紹	徐明同	02/02	13		1956.06
數值預報之基礎理論	廖學鎰	02/02	21		1956.06
傳真機在氣象上之應用	劉鴻喜	02/02	38		1956.06
天氣與戰爭	葉雲喬	02/02	42		1956.06
海洋和大氣的關係	戚啓勳	02/02	48		1956.06
噴射氣流雲	一凡譯	02/02	50		1956.06
五十毫巴與二十五毫巴高度氣流之研究（譯）	張瑞翔	02/02	55		1956.06
賽洛瑪颱風報告	聯合中心	02/02	59		1956.06
---	---	---	---		---
氣象與漁業	鄭子政	02/03	1		1956.09
近代長期預報技術之最近發展	魏元恆	02/03	5		1956.09
台灣的幾種氣團霧	戚啓勳	02/03	15		1956.09
客觀預報技術之最近發展	萬寶康	02/03	25		1956.09
台灣之雷雨	黃光表	02/03	32		1956.09
美國颶風研究計劃之目標及設計（譯）	一凡	02/03	35		1956.09
各國研究數值預報現況（譯）	林紹豪	02/03	40		1956.09
第一屆國際極年之創世紀	徐學洛	02/03	43		1956.09
颱風報告（二）：萬達颱風	聯合中心	02/03	46		1956.09
颱風報告（三）：黛納颱風	聯合中心	02/03	55		1956.09
---	---	---	---		---
悼念岡田武松博士	鄭子政	02/04	1		1956.12
降水與農業的關係	姚懿明	02/04	3		1956.12
雷達與天氣偵測	周根泉	02/04	12		1956.12
台灣之霜雪	黃光表	02/04	17		1956.12
英國氣象局人造雨之試驗	殷來朝	02/04	19		1956.12
二百毫巴上空噴射氣流與龍捲風發生的關係	劉鴻喜	02/04	22		1956.12
定壓面飄流氣球軌跡在天氣預報上之應用	王時鼎	02/04	26		1956.12
對流層頂分析與天氣預報	高錫川	02/04	38		1956.12
馬紹爾群島氫彈爆發所引起的微壓振動	呂世宗	02/04	43		1956.12
颱風芙瑞達	徐應璟	02/04	45		1956.12
颱風吉達	劉鴻喜	02/04	52		1956.12

目　　錄

西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成……徐應璟 王時鼎……(1)

水文氣象觀測與水文氣象預報……劉衍淮……(11)

大氣放射能之測定及其對人體之影響……呂世宗……(18)

論飛行員天氣的重要性和測報方法……戚啓勳……(26)

南極的新地理……鄭子政……(29)

寒季中的東南亞熱帶擾動……殷來朝譯……(34)

熱帶氣旋問題之研討(續)……亢玉瑾譯……(43)

氣象學報徵稿簡則

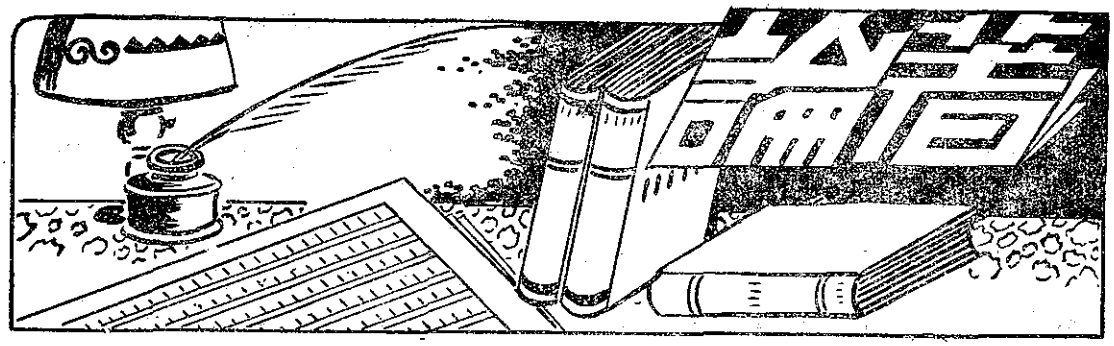
一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討。不論創作或譯述均所歡迎。
二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
三、稿件請註明作者眞實姓名住址及服務機關，但發表時得用筆名。
四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
六、惠稿請用稿紙，繕寫清楚，並加標點。
七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改者請聲明。
八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字暫按三拾元至五十元計算。
十一、惠稿文責自負。
十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號氣象中心收。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，惟爲配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月，月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

氣象學報訂購辦法

一、本學報係限閱性質，以贈送各有關氣象單位團體，促進氣象學術之研究爲目的。
二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，當按址寄送所需之學報。
三、本學報每期暫收成本費新臺幣伍元，郵票十足通用。



西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成

徐 應 環
王 時 鼎

一、導　　言

本問題之探討係導源於我們另一篇有關西伯利亞寒潮爆發之研究。因根據許多氣象學家指出之事實：「噴射氣流與極面之位置及移動乃係相偕者」。如此，而引起了以下寒潮爆發與噴射氣流相互關係究爲若何之問題。

（1） 在亞洲區域，極面可藉西伯利亞寒潮爆發於一、二天內，從中，高緯度推入低緯區域。如噴射氣流係與極面移動相偕，則此時噴射氣流是否亦能於此一時期內，向南移動如許距離？

（2） 寒潮爆發與噴射氣流南移之因果關係又應如何，是噴射氣流南移而導使寒潮爆發？抑兩者互爲因果？

上述（2）中問題之引起，係基於「高空導流」之概念。但實際寒潮爆發可完全不藉高空導引作用以完成，故此時極面之上如仍見有噴射氣流存在，究係：

（3） 寒潮爆發導使上層噴射氣流南移？抑

（4） 寒潮爆發導使上空噴射氣流產生？

無論噴射氣流與極面相偕之現象是否絕對眞實，以上所述四點疑疑均將爲極饒興味並極值吾人研究之問題。

二、寒潮爆發時東亞對流層中部噴射氣流出現之事實—風場分析

即基於導言中幾個可能之假設以研究噴射氣流與寒潮爆發之關係時，我們發現了驚異之事實，此即：除了吾人所熟知之對流層上部存在有噴射氣流外，在對流層中部亦發現有一股噴射氣流之存在。以下所引之資料即爲用以證明此股噴射氣流存在之事實，而本篇之討論亦即專爲研討此一問題者。

圖一爲本(45)年元月5—9日及22—25日桃園無線電測風資料之分析，由圖可明顯看出：

（一） 高度17.000呎間，有超過每時120浬之風速集中帶——對流層中部之噴射氣流，以下簡稱下層噴射氣流——出現。

（二） 此下層噴射氣流隨時間之變化情況，具規律性而穩定。

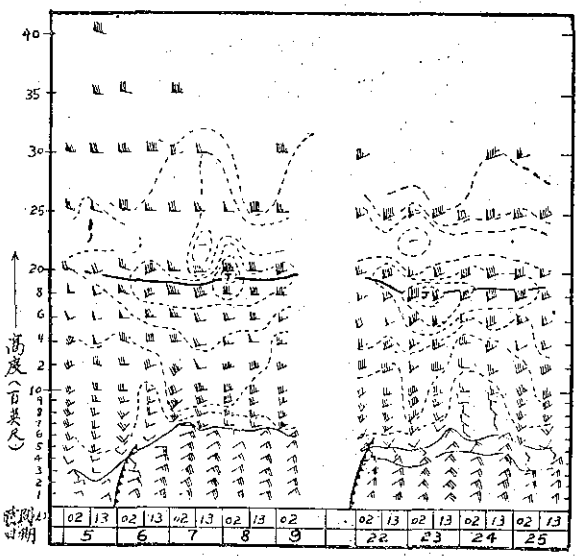


圖1：民國45年1月5—9日及22—25日桃園高空風隨時間變化之縱剖面圖，虛線爲等風速線（間隔爲20 kts）。粗實線表示對流層中部所出現之噴射氣流軸，細實線表示高空西風層底，倒鈎線爲冷面，風速以海里/時表示。

第一表列舉與第一圖右側同時間(22—25日)內，下層噴射氣流出現地帶及其鄰近區域之高空風資料，表中「*」符號表明：該日內顯明出現下層噴射氣流之地區，由表可見：

地點(國際編號) \ 等壓面層(mb) \ 日期 時間(Z)	22 0300	22 1500	23 0300	23 1500	24 0300	24 1500	25 0300	25 1500
827	300 500 700	120 45 40	135 65 40	95 (741) — 24	100 (778) 60 55	130 (808) 70 55	140 (778) — 50	160 80 40	140 75 40
909	300 500 700	— — —	— — 65	— 95 50	— — 60	— 75 70	— 105 50	165 70 35	— 95 35
931 (琉球)	300 500 700	— *70 15	85 *85 35	100 *90 60(?)	110 *110 30	105 *110 50	115 *85 40	100 *95 20	— 50(?) 45
697 (桃園)	300 500 700	60 55 35	— *80 35	— *100 45	— *90 25	— *100 15	— *100 20	— *100 35	— 55 45
115 (琉璜島)	300 500 700	— — —	90 60 45	80 70 50	65 65 50	75 65 60	— — —	— *105 50	— — —
752 (恒春)	300 500 700	25 35 35	40 45 30	35 *65 30	70 *70 20	95 *70(?) 25	70 *70 30	— *60 25	60 *55 20
005 (香港)	300 500 700	45 45 25	55 45 35	65 *65 30	— *70 25	75 *65 30	— *65 20	— — 25	— — —
327 (克拉克)	300 500 700	— — —	— — —	15 — —	15 — —	20 10 10	10 10 —15	10 —15 —25	— 10 —10

表一：民國45年1月22—25日各等壓面層風場資料有*者表500mb風速遠大於700mb(一倍至五倍)而同時與300mb之風速相差極微，亦即出現有下層噴射氣流之地區。風速以浬/時表示，數字前有符號者表示爲東風，無者爲西風(資料來源空軍氣象中心所繪各等壓面圖)

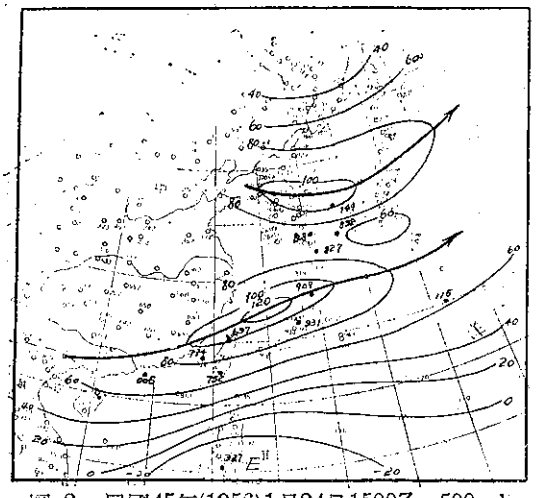


圖 2a 民國45年(1956)1月24日1500Z，500mb等風速線圖，連有箭頭之組線示噴射氣流軸，風速以海里/時表示。

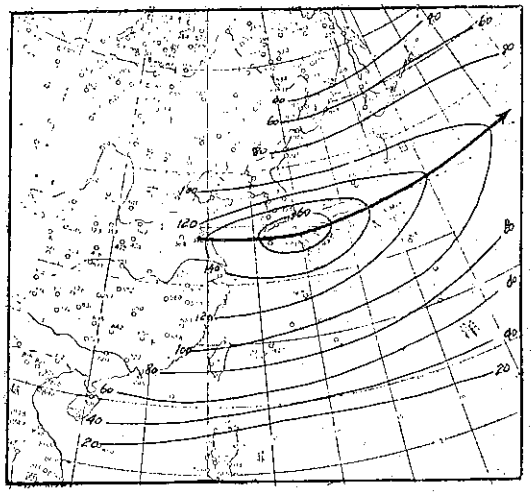


圖 2b 民國45年(1956)1月24日1500Z300mb等風速線圖(說明同2a)

(一) 出現於對流層上部之噴射氣流主軸，遠在下層噴射氣流之北方——表列地點按照緯度高低順序排列，請比較各地350毗及500毗兩層風速，並參閱第二圖，1月24日東亞300毗及500毗高度噴射氣流形態圖。

(二) 對流層中部最大風速集中帶隨緯度及經度之分佈情形，第一表地點如按經度排列，其順序即爲：005 752 697 931 909 827 115，由表可見，此下層噴射氣流出現之地帶在北緯22—29度間。軸心約在琉球及臺灣北

部附近。上述地區，500 毗層風速均高達每時 100 浬及以上。

（三） 下層噴射氣流隨時間之變化—琉球區域（931）較臺灣區早一日出現，其後兩日—23，24—該股噴射氣流穩定存在於北緯 22°-29° 度間，至 25 日，分裂爲兩支，一支沿東北走向至日本，一支繼續東行達琉璜島（115），該日琉璜島 500 毗層風速，曾自每時65浬，激增至每時 105 浬。

根據以上引述之資料，可見下層噴射氣流存在之現象，絕非由於個別觀測錯誤或傳播誤差所造成。第二表列舉42年與43年冬季 12—2 各月之桃園無線電測風資料，亦多類此出現下層噴射氣流之事實。第三圖係民35年元月份漢口逐日無線電測風紀錄，圖中指明於該月之1 2 9 10 12 13 14 20及26日等九天之中，均有相對最大之風速集中帶存在於對流層中部，高度16,000 至 25,500呎間，在此期間，上下各層，風速差異明顯，隨時間演變情況均頗規律。

年	月	日	下層噴射氣流		同時期之上層噴射氣流		伴隨之寒潮爆發
			高度（英尺）	最大風速（Ktb）	高度（英尺）	最大風速（Ktb）	
42	12	28,29	18000	75	30000	85	H6
43	1	25,26	18000—20000	80	35000—40000	120	H4
	2	6	25000	90	資料缺		4月南下之寒潮（未有編號）資料缺
		10	25000	95	40,000	100	
	12	12—15	20000—24000	100	無資料		H3
		20,21	18000—20000	70	同上		H5
44	1	9—11	20000—22000	85	同上		H4
		18—20	20000	95	同上		H6
	2	14,15	24000	100	同上		H5
	2	19—21	20000—24000	100	同上		H7

表二 民國42.43年冬季（12. 1. 2. 月）對流層中部噴射氣流資料（來源桃園逐日之高空風觀測）

此外，另一深值吾人注意之事實，即上述下層噴射氣流出現及持續期間，均伴隨西伯利亞寒潮爆發之現象。圖一之高空風資料即爲採自寒潮爆發之時者，此並可參看圖六此一時期中各等壓面層高度與溫度值隨時間之變化，以獲得進一步之證實，在表二之過去資料中，情況亦與此相同，該表最末一項，示相連之地面高氣壓編號。第三圖中，每當下層噴射氣流出現之時，接近地面相當高度（約8000呎）以內，均伴隨地面風向改變現象，其變化特徵，無論轉變以前風向爲何，最後恒轉爲北向風，同時風速增大。值茲西伯利亞高壓强度平均最大之正月，西伯利亞高壓或其分裂高壓經常盤桓並爲低緯東北季風北緣之兩湖區域，上述現象，除以寒潮南侵，冷面過境以外，難得其他更爲適當而滿意之解釋。

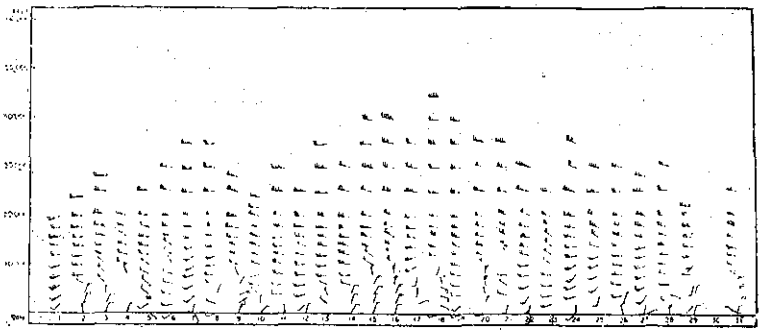


圖 3：民國45年 1 月份漢口高空風隨時間變化之縱剖面圖，風速爲英哩 / 小時，三角狀者表50英哩 / 小時長方狀者爲 100 英哩 / 小時（轉自 NAVAER 50—1R—249 The Jet Stream AM, 1953第10頁之插圖）

以上諸實際資料，均可充份證明下層噴射氣流之存在，且其上仍見有一最大風速之集中區，可見此股噴射氣流決非即爲一般存在於對流層上部之噴射氣流。下節並就其係與寒潮爆發相偕出現之事實，以推求其形成與寒潮爆發之間的關係。

三、對流層中部噴射氣流形成之理論探討

在尚未討論下層噴射氣流形成之原因以前，將溫度場予以分析，實屬必需。以下之討論，並將證明：下層噴射氣流形成所必需之溫度場，並非與造成強風之因素同時生成，乃係西伯利亞寒潮爆發之結果。此亦即言：下層噴射氣流之形成係導源於寒潮爆發；換言之，即先有必須溫度場之形成，而後才有下層噴射氣流之產生。

（I）下層噴射氣流出現區域溫度場之分佈。

爲求與上述風場分析相互配合起見，本節分析論據，均沿用本年元月中兩次下層噴射氣流出現時之資料。第四圖之C，示元月24日沿東經120°度，北緯25－22度間溫度場之分佈，約相當於該下層噴射氣流軸心以南之區域，係以氣壓值爲縱坐標。第五圖之 a，示元月七日與上述相同地區內溫度場之分佈，爲配合風場研究，縱坐標改以高度表示。以上兩溫度場雖係分別取自兩次不同時期之下層噴射氣流內，但此型式異常相似，兩者咸具下述之特徵。

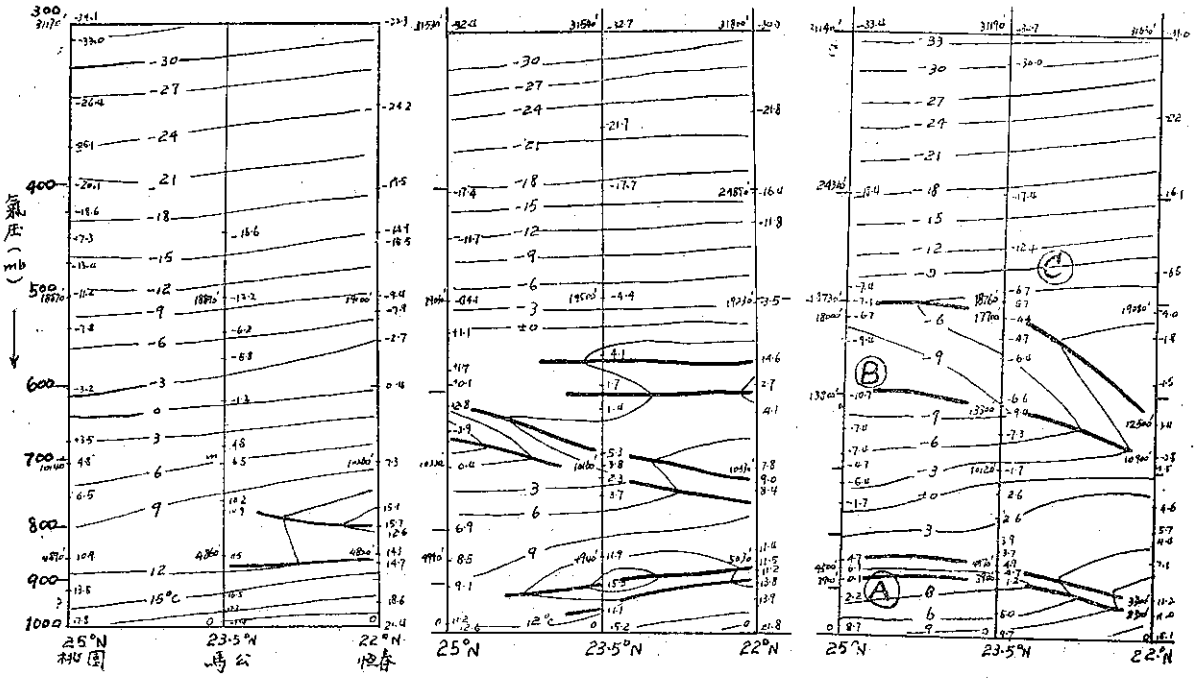


圖4 a. 下層噴射氣流形成前之正常溫度場（民45年1月1日1500Z）

圖4 b. 下層噴射氣流開始發展時之溫度場(民45年1月22日300Z)

圖4 c. 下層噴射氣流發展完善時之溫度場(民45年1月24日0300Z)

圖4　對流層中部噴射氣流形成期中，溫度場之演變。細實線爲等溫線粗實線爲降溫率有顯著不連續處之連線該溫度場係（沿東經120°線上者）

1. 在 500 毗或20,000 呎以上，南北向之溫度分佈極爲簡單，等溫面之間隔及坡度均近似相同，等溫線之走向亦其同一型式，反觀該層以下，溫度分佈則極爲特殊而複雜。

2. 在 500 毗或 20,000呎以下，自等溫線之型式，顯示在不同高度有兩股冷空氣之突入，較低層冷空氣之上伴隨風向轉換層，即與地面冷高壓相連之東北季風，轉換爲高空西風帶之西風，參閱第五圖之 b；此亦即此一地區之上空極面所在位置，在冬季東北風持續期中，此現象經常存在參閱所附各溫度場分佈圖。第二層冷空氣堆中心，約在 600 毗或 15,000呎高度，該層之上並無風向轉換層，且出現有一風速最大值，即下層噴射氣流。

3. 比較該兩溫度場水平溫度梯度隨高度之變化值（見表三與表四），可見在20,000，或500mb以下，其變化最爲明顯，水平溫度梯度最大之處，係在14,000，或600mb 層上，恰與該對流層中層噴射氣流軸心之下，風速劇增之處相吻合。

4. 比較正常情形之下溫度分佈（參看圖4a），顯見在 550mb 至 450mb 之間溫度高於正常情形；同時在 550mb 層以下，溫度則遠低於距平值。參照中層噴射氣流所在之位置，此正負距平值交叉處約即在該噴射氣流軸心上。

以上有關此溫度場溫度分佈之分析，僅舉出與噴射氣流有密切關連之上述四點，餘不贅述。

（Ⅱ）對流層中部噴射氣流溫度場與對流層上部噴射氣流溫度場之比較　顯然在噴射氣流出現之處，溫度場溫度之分佈，必須能滿足噴射氣流存在之條件，但此處引起之問題，究竟在對流層上部噴射氣流處之溫度場分佈是否符合此中部噴射氣流溫度場之情形？以下僅就此一問題貢獻我們的意見。

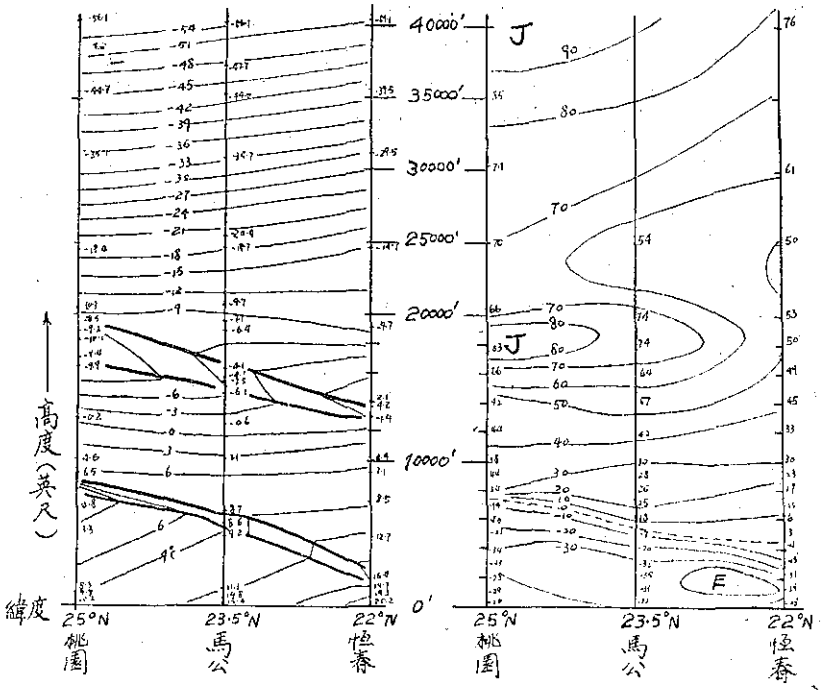


圖 5　對流層中部噴射氣流存在期中溫度場與風場之分佈（民45年 1 月 7日 0300z 係沿東經120°者）
a. 溫度場　b. 風場（虛線表東北季風與高空西風分界處亦即極面位置所在）。

等壓面 (mb)	桃園 (25°N)	恆春 (22°N)	溫度梯度 (°C/LATS.)
300	-33.4	-31.0	2.4
350	-25.0	-22.8	2.2
400	-18.4	-16.1	2.3
450	-12.0	-9.0	3.0
500	-7.1	-4.0	3.1
550	-9.5	-1.7	7.8
600	-10.5	-0.0	*14.5
650	-7.4	2.5	9.9
700	-4.7	-1.1	3.6

表　三

拔海高度 (英尺)	桃園 (25° N)	恆春 (22°N)	溫度梯度 (°C/3LATS.)
30000	-33.2	-27.0	6.2
25000	-19.2	-15.0	4.2
22000	-13.5	-12.3	1.2
20000	-9.0	-10.2	-1.2
18000	-9.8	-6.0	3.8
16000	-9.4	-0.5	8.9
14000	-4.5	4.0	*9.0
12000	0.5	0.2	-0.3
10000	5.5	4.6	-0.4

表　四

假如在噴射氣流內之實際風速係屬地轉者（Geostrophic）或不與地轉風相差過大，即，由於地轉風與等壓面坡度之關係，此時在噴射氣流軸心以下各等壓面之坡度應隨風速之增劇而加大；同時在噴射氣流軸心之上，等壓面之坡度應隨風速隨高度減弱而減小。基於靜力方面之考慮，兩等壓面之垂直距離應隨溫度增加而增加，故在噴射氣流軸心之下，南北向溫度梯度應隨高度而增加，而同時在軸心以上溫度梯度應隨高度增加而減小。此所以實際情形在對流層上部噴射氣流之位置係與對流層中，西風帶內具有最大溫度梯度之處相吻合，同時對流層頂之上竟有反向水平溫度梯度之存在——即冷空氣在南暖空氣在北。至於在下層噴射氣流附近，是否亦存在有與此完全相同之溫度場以滿足噴射氣流之需要？此處限於資料，致未能繪出整個下層噴射氣流附近南北方向溫度分佈之面貌以供佐證，但無論如何在該下層噴射氣流之下，亦應存在有一南北向峻急之溫度梯度，此已在上一小節所引之實際資料中證明。至於其上，是否亦可能有溫度於噴射氣流之北高於其南者之事實，而如1953年 6 月 1 日出版之 "The Jet Stream" 一書第21頁，22頁附圖所列平流層低層之複雜之溫度分佈型式？此處殊不敢遽加論斷

，惟由於吾人現有之認識，在此對流層中層之盛行西風帶內，在冬季，似殊不可能有如上述該書中所列之事實。此爲我們所認爲兩者之溫度場溫帶分佈，在形式上應有被認爲不同之處之一點。此處之討論僅至此爲止。

（Ⅲ）對流層中部噴射氣流內溫度場與風場之配合　由上述兩溫度場之比較中，已指出在下層噴射氣流之上似殊不可能有溫度北高南低之事實（相對於噴射氣流言）以符合如對流層上部噴射氣流之上實際風速隨高度減小之需要。但無論如何，對流層中層噴射氣流之出現乃爲事實。基於（Ⅱ）中，風與等壓面及等壓面與溫度之間關係之敘述吾人必需在實際中層噴射氣流之上溫度之分佈中，找出何以風速隨高度減小之有效及合理解釋。即在尋求此一解釋中，我們由於前述550 mb 層之上（恰在該噴射氣流軸心之上）溫度高於距平之事實，注意到同時期內高空槽脊之溫度分佈時，發現了一幾乎極難使人置信之事實，即：在同一長波槽中，槽之性質上不連續之現象（冷槽之中間以暖槽）。關於此請參看圖6 桃園探空中各等壓面之高度與溫度隨時間之演變，

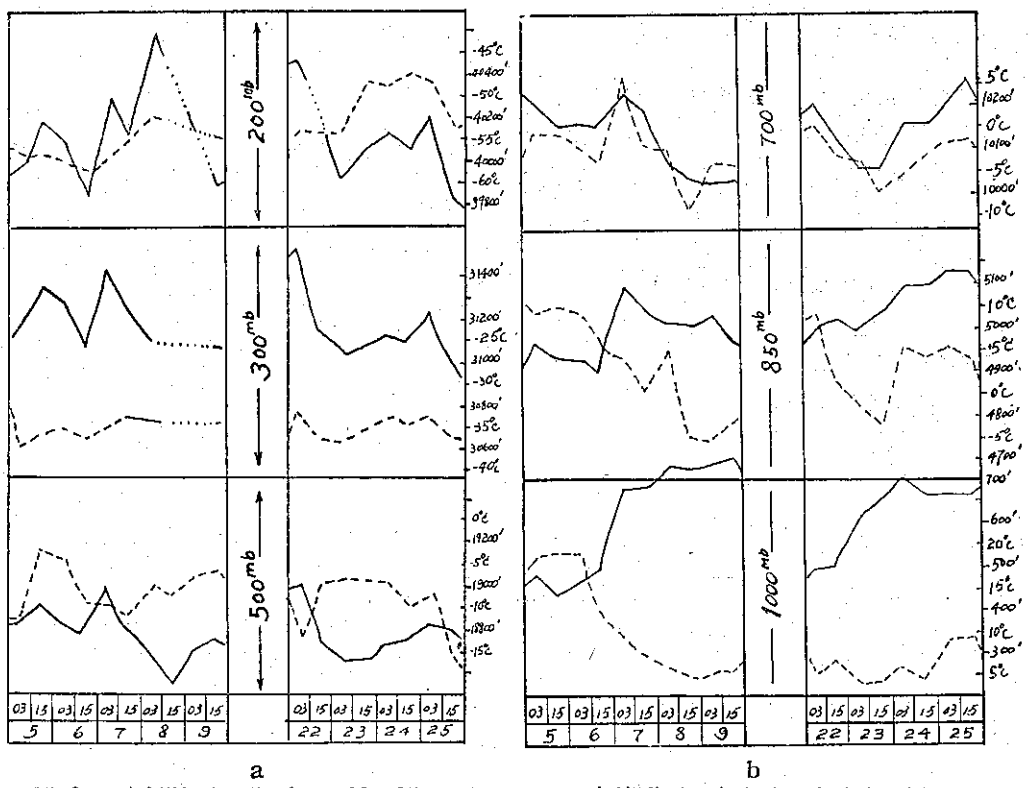


圖 6. 民國45年1月5—9日及22—25日，桃園探空之各等壓面層高度及溫度隨時間變化圖，實線爲高度線，虛線表溫度線，點線之處資料缺。
（a）圖示低層之寒潮爆發　　（b）圖表暖槽之插入其上下各層之冷槽中

由圖極爲明顯在 700mb，300mb 及 200mb 層上溫度與高度曲線之位相均爲相同，當高度下降時溫度亦隨之下降，亦即冷槽之謂。而在500mb層上（約在該下層噴射氣流之頂）在該下層噴射氣流存在期中，高度值之下降係伴有溫度之上升，恰與其上下各層等壓面者相反，亦即具有暖槽之性質。故由此中間暖槽之出現，而使該層環流隨高度而減弱。注意此處所述之資料即爲近似此下層噴射氣流軸心之上者（參看表一、及圖5）故可符合此下層噴射氣流之上風速隨高度減小之事實。

另外藉圖 4c 及5a 溫度場中溫度之水平分佈亦可發現兩點，可供共同說明該噴射氣流之上，實際風速何以減弱者。

a. 在圖4c中500mb層附近（約在噴射氣流軸心之上）桃園溫度遞減率遠小於恒春上空者。由溫度與氣壓變化之關係，可見在該層之上桃園之氣壓隨高度下降率亦應遠較其南爲緩，此作用將使該層之上等壓面之坡度較該層以下者爲小。以上兩地區均在該中層噴射氣流之範圍內，故可解釋噴射氣流之上實際風速減小之事實。

b. 比較同一時間克拉克（約距此中層噴射氣流之南五個緯度之處）與桃園恒春 500mb 層上之溫度值（見表五）。發現在該中層噴射氣流存在期內，克拉克之溫度竟遠比其北恒春之溫度爲低（註：此雖爲等壓面上之數值，但在此一時期中，恒春與克拉克 500mb 等壓面層之高度差均不足300英尺，故則在同一高度上，仍應見有溫度北高於南之現象），而如平流層下層，噴射氣流之南所見之實際情形。故即由於該種反常現象亦足幫助說明該下層

噴射氣流軸心之上環流隨高度減弱之事實。（關於此種反常現象之造成及以上所述暖楔插入之現象當於下節討論此下層噴射氣流溫度場之由來中再述之）

以上已就此下層溫度場是否能滿足下層噴射氣流存在之問題作一論述。

日期		20		21		22		23		24		25		26	
時間（Z）		03	15	03	15	03	15	03	15	03	15	02	15	03	15
地點	桃園	-15.1	-12.7	-5.5	-3.7	-4.1	-7.1	-6.7	-7.2	-7.1	-9.7	-8.5	-15.9	-18.1	-14.4
	恒春	-4.1	-2.2	*-1.9	*-1.4	*-3.5	*-3.4	*-0.3	*-4.6	*-4.0	-4.9	-3.5	-5.2	-4.6	-6.0
	克拉克	—	—	-4.6	-5.1	—	—	-5.1	-7.7	-4.8	*-4.3	*-3.0	—	*-4.3	*-5.9

表五：民國45年元月20—26日，沿東經120°線各地 500mb層上之溫度資料，*號表該地溫度係高於同時期其他兩地者。

結論是，雖然此對流層下層溫度場分佈與上層者不同，但同樣可允許噴射氣流存在之條件。圖7爲實際桃園及馬公溫度垂直分佈與下層噴射氣流出現帶之關係圖，由圖可見最大風速約出現在，中層溫度急劇升高之處或稍在其上。圖5爲垂直於噴射氣流方向之風場與溫度場之剖面圖，由該圖可極明顯見出兩者之間之密切關係，敘述從略。

（Ⅲ）對流層中層噴射氣流處溫度場之成因 Rossby氏在研討對流層上層噴射氣流之產生原因時，由於實際資料很難解釋先有該溫度場之存在，而後才有風速之集中，亦即藉熱力風觀念以解釋該股強風之造成，實際乃係溫度梯度之集中與風速之集中同時發生。爲了說明此一程序，乃倡所謂「側面混合說」(Lateral Mixing Theory of Jet Stream Formation)。大意略謂：地球上由於日射影響，於南北環流交綏區內存在有一向極地方向之溫度梯度。是以南風將較北風爲暖，結果將使任一緯度圈上，南風輸入之熱量超出北風輸出之熱量。假如此種混合現象自赤道至極地間均行存在，即極地溫度必行升高，其結果將使此子午線方向之溫度梯度趨於消滅。此與實際並不符合。是以 Rossby氏假定此種混合作用係突然停止於某一緯度圈之南方。因此地球上溫度梯度最大區，將集中於此混合區之靠赤道一面之邊界上。證以運動場中之絕對渦漩保守之原理，此混合帶之位置約即在實際對流層上層噴射氣流產生之地帶，即由於上述所言之側面混合作用，在此混合帶靠赤道一邊，同時導使 (1)於此一狹窄地帶最大西風之產生；(2) 溫度梯度集中於此噴射氣流區域內。

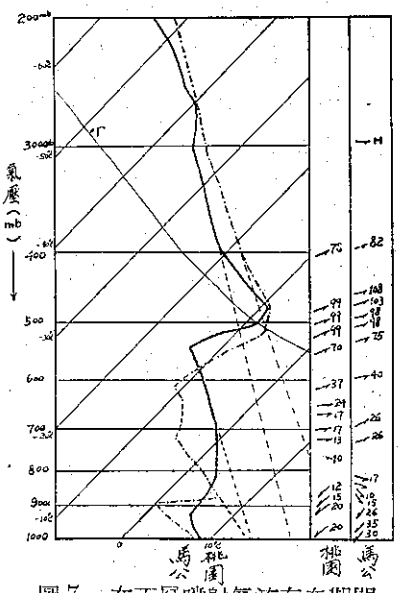


圖 7. 在下層噴射氣流存在期間馬公與桃園探空資料所製繪之斜溫絕熱圖其旁爲該兩地各層高空風資料
馬公一點段線所示，時間民45年1月25日2100z
桃園一粗實線所示時間民45年1月24日0100z
點線爲桃園露點線，粗斷線爲 CPK 氣團所及高度，細斷線爲下層空氣擾動層之高度。

Rossby 上述有關噴射氣流之產生及該溫度場之造成之解釋 係基於以下之認識，即：中緯度之環流乃係大氣環流 (General Atmosphere Circulation) 中不可或缺之部份，是以驅駛該區域環流之因子不可能與此行星環流相分割。噴射氣流爲中緯度環流之一部，故其產生之問題，必須在支配大氣環流諸定律之基本定則中去尋求解決。是以 Rossby氏 上述有關且噴射氣流產生所需之能量假定係獲自靠赤道一邊之大氣中。究竟在亞洲區域所見之對流層中部噴射氣流成因是否亦與此一般大氣環流有關並源自赤道一面呢？關於此，我們之答案是否定的，即：此東亞低緯區域所見之對流層中部噴射氣流之成因係源自極地一邊，且溫度梯度與强風之集中並非同時產生，而是先有溫度梯度之集中，而後才有强風或噴射氣流之形成。而此溫度梯度集中現象之造成，乃係由於西伯利亞寒潮爆發之結果。以下之討論及所引之資料，即爲求證明我們上述之觀點。

此處之論述仍以本年一月份兩次對流層中部噴射氣流之溫度場爲資料，在沒有討論此種溫度場如何藉寒潮爆發以造成之前，顯然對該一區域，冬季此一月份之正常溫度分佈之認識爲所必需。由於實際歷年平均資料缺乏，此處僅以該月一日，在此區域未曾受該下層噴射氣流干擾前之溫度分佈爲代表。其南北向之溫度場分佈見圖 4 a

，探空屬性之型式則見圖8a中，段點線者所示。由該兩圖大氣降溫率之分佈約可分該一地區整個對流層空氣爲兩層，近地面一層爲東北季風層，伴有風速隨高度之減弱；其上爲高空西風帶之西風層伴有風速隨高度之增加，中間或多或少見有溫度之不連續之現象存在。現再比較此下層噴射氣流存在期間溫度場之分佈（見圖4c及圖8a），顯見：

(1) 在550mb—450mb之間溫度較正常者爲高。

(2) 450mb 以上溫度分佈無顯著變化。

(3)在550mb 以下溫度遠低於正常情形。此一氣層之間，由於其減小程度之不同又可分爲兩層， 850mb 層以下溫度下降最爲顯著，此處稱爲A層，在850mb至550mb之間溫度下降較小吾人稱之爲B層。另外吾人並稱 550mb至450mb 之間之增溫層爲 C層。

現吾人就該 A. B. C. 三層溫度平距現象之造成，分別加以探討。

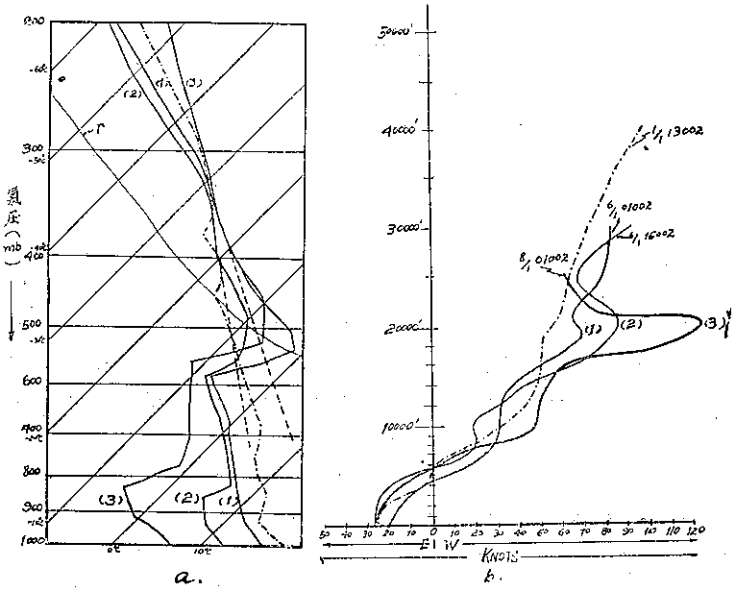


圖 8. 民國45年1月上旬下層噴射氣流發展期中桃園垂直風場與溫度場隨時間之演變

a. 斜溫度絕熱圖中桃園上空溫度場之演變點段線爲 $^{1}/_{1}$ 1300z者(1)曲線爲 $^{6}/_{1}$ 0100z2爲 $^{6}/_{1}$ 1500z者 (3) 爲 $^{8}/_{1}$ 0100z 者段線區域爲暖層

b. 桃園垂直風場之演變，點段線爲尚未出現有下屬噴射氣流之時者時間同a圖各曲線圖。

在第二節中即已指出，在下層噴射氣流存在期間均相伴有寒潮爆發之現象，故如吾人不考慮噴射氣流，則逕可認該與噴射氣流相伴之溫度場即爲寒潮爆發時之溫度場。而上述不同於正常情形之下溫度分佈如 A. B. C. 三層所示者亦即應爲寒潮爆發時溫度場分佈之特色，現吾人討論此種特殊之溫度場型式是否可用寒潮爆發而造成，及如何以造成。

A 層（約850mb 層以下至地面）吾人如比較圖 4a—4c 及圖 8a 諸不同時間內該層溫度之變化以及圖6中1000mb與850mb 高度和溫度隨時間之演變，並參看圖 1 低層風之變化，即可迅速獲知該層（A 層）溫度極端負距平現象乃係由於西伯利亞寒潮爆發，與地面冷高壓相連之新鮮極地冷空氣迅速湧入吾人區域之結果。而此新鮮冷空氣層之頂即於在850mb層處，此可由圖 6a，850mb 上之高度與溫度曲線之位相時合時背以證實。

B 層（約850mb至550層之間）欲明白此一氣層內溫度負距平現象之由來，吾人仍需回復正常情形下溫度分佈及環流型式之討論。由於此一區域之西，聳立於高空西風帶內西藏高原之影響，而供冬季亞洲區域，相當於該一氣層（B 層）內之西風分裂爲二支，南支西風循西藏高原南緣東行，穩定的控制長江之南地區及臺灣一帶，與北支西風分界處約即在沿長江一線。故在正常情形下，北支西風或其北之極地西風極少侵入吾人之區域。此實際所以吾人區域高空風向甚少有變，約均屬西或西南偏西，溫度亦然。以上爲屬正常之情形，然在冬季極端之低指數環流形式下，北支西風乃至西伯利亞上層之極地西風，亦可在極大振幅之波槽之後驅入吾人區域。關於此 B W. Thompson 氏已曾在「東南亞及西太洋之大氣環流」一文中有過介紹（可參看本學報第一期、第二期、子猶先生之譯述）。而上述B層中顯著之冷平流與溫度之顯著下降，即應爲極地寒冷西風之侵入所致，此可從圖8a中寒潮爆發前後各探空曲線之比較得到良好之指示（關於此，本年 2 月28日曾有一極佳之例證，即由於極地西風之湧入，而使桃園及恒春之近似上述之氣層內，於十二小時中，全層溫度平均下降5°許），且證之以該兩次中層噴射氣流出現期間高空環流之形式（可參看圖9），亦全相符合。另外順一提及者，即根據 Rossby 學派所擬之理想噴射氣流環流模式，亦可說明此種冷暖懸殊之南北向溫度分佈現象，但以上已曾述及有關此下層噴射氣流之成因，並不支持其所倡之學說，因此該反環流（Reverse Cell）模式，對此處言並無意義。

C 層（550mb至450mb之間之暖層）此處之討論，亦即本篇立論之關鍵所在，因即由於暖層之出現，致使該

層以下之風速呈集中之狀，即所謂噴射氣流。而此處之討論，亦最爲困難，因以上圖例沿東經120°之溫度場，僅有三個緯度內之資料，殊不足以用之研討此種複雜並罕見之特殊現象，且過去亦無類似之討論以供參考。故此處之論列，尙待以後資料之補充及進一步之證實。

以下我們僅列舉五類可能使此一氣層增暖之因素，分別予以討論，並就上述我們所可能利用之資料加以論斷，以期求出我們在現階段中認爲滿意之結論。

此五個可能爲：

1. 較低緯度之暖平流。
2. 高空冷鋒之上暖空氣凝結潛熱之釋放。
3. 噴射氣流之動力作用。
4. 上層空氣之下沉。
5. 極地對流層頂之插入。

今就此五個可能之假設分別討論之。

(1) 較低緯度之暖平流　基於質量連續之考慮，在低層極地空氣向南加速移動，必將伴有其上暖空氣之急劇北流。但由於下述之事實，顯然並不能滿足該層增暖之解釋。

a. 同一環流系統中，低緯度之暖空氣不可能僅在對流層中部某一氣層內向北輸送，而使其上氣層毫不受其影響（參看圖4及圖8），並出現如圖 6 所示暖槽在中間層插入之形式。

b. 根據探空資料，在該層內水汽含量均極少，或已無水汽，此殊不能滿足熱帶暖空氣性質之要求。

c. 如爲暖空氣之平流，即必需有暖空氣之源地，但實際在此下層噴射氣流存在期中，非律賓克拉克之溫度，在同一等壓面上（500mb），尙遠較恒春者爲低（參看表五），自然界中沒有任一或一連串之程序，能從溫度較低之物質中取得熱量，以增高其自身之溫度。

(2) 高空冷面之上暖空氣凝結潛熱之釋放　按理，在 B層中有極地寒冷西風湧入，即其上應仍有不連續面存在，但檢查該冷暖空氣變易層內，竟伴有西風隨高度急劇增加之現象（參看圖5、圖7、圖8），如該層即爲面帶所在，則如何以解釋鋒面之必需條件：「風之不連續」。且該處如爲面帶所在，即恰與噴射氣流之軸心相連（參看圖5、圖7及圖8），等於說噴射氣流恰產生於鋒面帶上，此殊不可能。故由上述之事實，亦可反證與極地面風之間不連續面並不在該處溫度突變層內，因此冷面上之暖空氣凝結潛熱釋放以增暖該氣層一說無意義。

(3) 噴射氣流之動力作用　由以上溫度場與風場之配合一小節之討論中，已指出該暖層之出現爲對流層中部風速呈集中之狀所必需，亦即言此暖層並非該噴射氣流出現之後才產生，可見此並非由於噴射氣流之動力作用造成之結果。

(4) 上層空氣之下沉　在 (2) 中已述及此層空氣之增暖不可能係由於鋒面之上暖空氣凝結潛熱釋放之結果。如此即由於恒春在該層內溫度高於克拉克者之事實，而引起上層空氣下沉增溫之問題。因只有與此相連之程序，才可能解釋在西風帶內，對流層中部之溫度北高南低之事實。此處僅就空氣垂直下沉作用，是否能造成如上述實際溫度分佈型式以討論之。

a. 由於暖空氣之下沉作用　此必需先行假定，在該層之下溫度變易層即爲鋒面位置所在，但此在 (2) 中已明顯指出，此與事實不能相符。故無暖空氣下沉增溫之問題。另外，此一月份二次下層噴射氣流約均出現在高空槽上，在此情形下，是否可允許暖空氣之大規模下沉。

b. 由於極地西風之下沉作用　此爲較上述任一假設均更接近實際事實者，但藉此仍有無法解釋之處，即：同一性質之極地西風南移時，所造成之大規模下沉作用，其溫度遞減率不可能有如諸探空曲線所示之突然不連續現象及該溫度不連續層之高度（下沉區之下限）近似保持不變或變化很小。（參看圖8a）

(5) 極地對流層頂之插入　此處與上所言極地西風之下沉增溫惟一不同之點是，假定該南下之極地西風，原始即存在有溫度分佈之不連續現象亦即極地對流層頂隨極地寒冷西風之插入。因只有藉此假定，才能完全解釋以上諸假設不能解決之問題，例如圖 6，500mb層上所見暖槽之插入，恒春 500 層上之溫度高於其南克拉克者，及溫度不連續層內伴有風速急劇增加等實際所出現之事實。另外何以極地對流層頂在吾人區域僅有如圖 7 圖 8 所

見約距地 16000′—18000′ 之高度？關於此亦極易藉 Rossby 氏之絕對渦漩保守原理（$\frac{\zeta+f}{D}$＝常數）以解釋之。因如極地空氣之絕對渦漩近似保守，則由該式可見當其南移時必將伴有頂度之降低，假設極地對流層頂高度爲25000英尺，原始緯度 50°N，直線南移且無水平風切變（$\zeta=0$）則此處可算得當其進抵臺灣北部（25°N）時，高度將降低爲13750英尺。如原始爲30000英尺，則將降至 16500 英尺。此與桃園控空所示之16000—18000英尺之數值相較，顯見即在此粗略之假定中，所算得之數值亦已極爲相近。而檢查此一期間之高空圖（參看圖9）形式亦均無不合之處。另外由表五所列桃園、恒春、克拉克三處，在此下層噴射氣流存在期間，500mb 層上溫度隨時間變化之數值，顯見，桃園該層溫度升高得最多，恒春次之，至其南克拉克已完全不顯，且見稍有降低之現象，亦足說明該暖層之來源係起自北方，以作此處「極地對流層頂插入說」之間接例證。

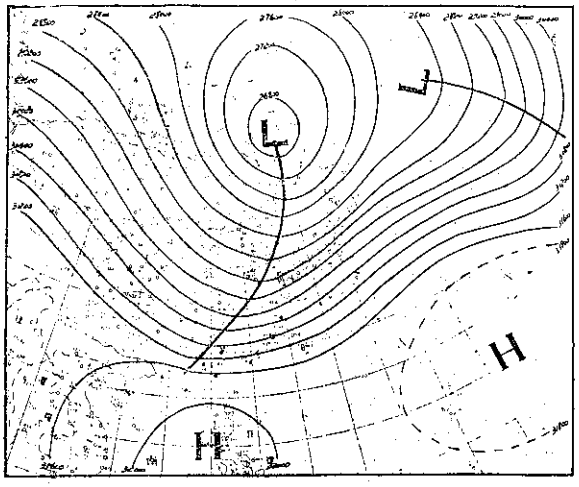


圖9民國45年1月24日0300Z300mb等壓面圖

（Ⅲ）寒潮爆發與對流層中部噴射氣流之產生　由上之討論可見此適合此下層噴射氣流存在之東亞低緯區域，特殊溫度場，係完全由於西伯利亞寒潮爆發所造成。溫度梯度集中帶係在極地空氣南限之靠北一邊，與 Rossby 氏有關對層上部噴射氣流產生之側面混合說所倡係沿冷暖空氣混合帶之靠赤道一邊之理論剛好相反，即由於此溫度場存在而造成力管場之集中，致有强風帶之產生，亦即藉熱力風作用以解釋該下層噴射氣流之形成。另外，一相反之引證，假如該下層噴射氣流係由寒潮爆發所造成之推論爲眞，即該噴射氣流存在期間應與寒潮爆發起止之時間相配合。因上述由於寒潮爆發所造成之溫度場，在對流層中部暖層出現之現象，係屬極不穩定者，一旦來源隔絕，該層之溫度分佈即易被破壞。此影響該層風速隨高度減弱之因素既經消失，則該噴射氣流自難望能繼續維持其存在。證諸實際資料（見圖1及圖6a），均與此處之推論相符合。至此爲止，有關此對流層中部噴射氣流形成之理論，已完全結出。至於在實際上，是否每次寒潮爆發或大規模之寒潮爆發均能影響該下層噴射氣流之形成？關於此圖10供給我們一極佳之例證。該圖係民44年11月中旬一次大規模寒潮爆發時，桃園高空風之演變。由圖可見因寒潮爆發影響，而使桃園在極面過境前後12小時內低層之風由10浬增至45浬，遠較以上兩次有下層噴射氣流伴生之寒潮爆發爲顯（按：該兩次低層之風最大僅達35浬，見圖1），但檢查該高空風風場之分佈，並未見有下層噴射氣流出現之現象。此蓋因導使地面寒潮爆發之因素甚多，而僅有導使高空極地西風暨極地對流層頂與之俱移之寒潮爆發之因素，才能造成，此對流層中部之噴射氣流。並由該圖亦可推出，極面本身並不能影響下層噴射氣流之產生，此可供研究此一問題之氣象學家作一有力之參考。

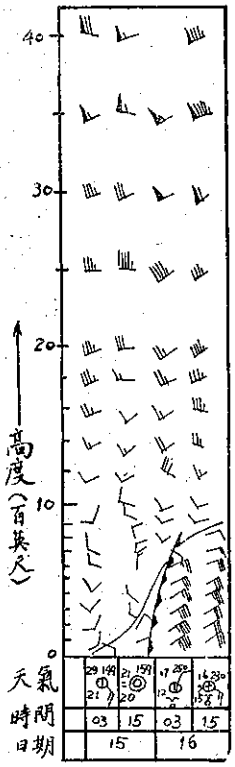


圖10：民國44年11月15—16日桃園高空風風場之資料

四、對流層中部噴射氣流之性質及成因述要

a. 下層噴射氣流之出現與上層噴射氣流無關，係單獨存在。

b. 出現高度約在16000英尺至25000英尺之間。

c. 出現地區：在東亞緯度35°至20°之間均曾發現其存在。

d. 强度就三年中，臺灣區資料之統計，此下層噴射氣流之平均最大風速，曾有到達128浬者，由此可見其強度並不弱於亞洲區域以外其他地區上層噴射氣流之强度。

e. 其出現之時日甚爲短暫，尚未見有超過一週以上者，時間均爲冬季，且與西伯利亞寒潮爆發之時相合。　（接第52頁）

水文氣象觀測與水文氣象預報

劉衍淮

(一) 緣　　起

民國二十三年冬天，作者在北平遇到黃河水利委員會德籍顧問高鈞德(Gunther Koehler)氏，曾相與數次討論黃河水利問題，當時余曾告以中國古語有云：黃河之水天上來，以現代科學觀念解釋之，即謂黃河之水乃由降雨而來，研究水利問題，應多注意氣象，二十四年春，應黃委會委員長李儀祉先生之約，利用春假到開封西安二地參觀黃委會所屬氣象台與水文站，返平後，曾將觀感所及寫出，寄交李先生參考，此後余對水利氣象問題即未再從事研究與探討。

由於水利與氣象關係之密切，以及水文氣象預報之重要與成就，在氣象學巨著中，每見有水文氣象學之專文，例如1941年美國農業部出版之氣候與人(Climate and Man)一書中即有洪水之災害與洪水控制一章，1945年Bollay, Beers 與 Beery 三B先生合編之氣象學手冊(Hand book of Meteorology)一書中，附有水文氣象學文章二篇，又1951年 Malone 主編之氣象學綱要(Conpendium of Meteorology)一書中亦有水文氣象學二篇。

在美空軍氣象人員之訓練中，高級班次亦有水文學之講授，美空軍訓練司令部1951年7月11日頒佈之高級氣象班課程綱要中，即有水文學三十小時，該部1951年6月18日公佈之氣候班課程綱要中，亦有水文學，其鐘點共爲九十小時，計講授基本資料十五小時，基本特性十五小時，河流預報中之因素十五小時，河流預報方法十五小時，各種天氣形勢下可望有之降水特性十小時，洪水預報實習十小時，測驗十小時，此外在美國大學或理工學院之氣象系中亦每有水文氣象學之講授。

鑑於美國文武學校氣象班次對水文氣象學之注意，與水利局與氣象局合作之重大成就，與夫我國在臺灣與反攻大陸後在中國本部，皆須積極提倡水利，減除水害，水文氣象學亟待提倡，故特將三B先生合編氣象學手冊一書中有關水文氣象學之部，譯輯成爲本篇，使我氣象同仁明瞭水文氣象觀測與預報之概況，如能由之引起我科學界對水文氣象學之注意，則更幸甚。

(二) 水 文 氣 象 學

水文學(Hydrology)乃處理降水在陸地上分佈與配置之學問，對農業專家，水利工程師，氣象學家，土壤技術人員與地質學者皆爲饒有興趣之科學，水文氣象學(Hydrometeorology)則爲氣象學水文學二科之結合，用於二科學皆不能單獨解決之自然現象之充分瞭解，在水之控制保持與使用等水利計劃上，大有供献，所謂水利計劃，包括洪水控制，水力發電，航行，灌溉，泄水工程，家庭與工業用水之供應與改造，變換土地使用以及其他複雜應用問題。

水文氣象學重要用途之一，爲能決定將在一區出現之暴風雨，此一決定，對水利工程師與水文學有無量大之價值，在許多水利計劃中，自工程計劃開始，即需要水文氣象學之知識，及進入水利工作實施中，則無日不需水文氣象學之協助，例如某區水利計劃之初期，首先須設計一個或多個水壩，以創建水庫或水庫系，最關心之問題，爲將來本區可望有若干雨量，包括最大最小年雨量，季雨量，與風暴雨量，此種知識，唯有氣象學家能供，水利工程師使用水文學方法，由雨量而決定可用之水的容積，與必須由水庫予以儲存之水的容積，水庫乃用於調濟水量，控制洪水者，在最大洪水時期應能保證安全，又如設計建造橫跨大河之橫樑，則需要最大洪水流出之知識，以決定洪水能安全流過所需之水道，此種知識，唯有藉水文氣象學之方法得之。

在河道工程上，風暴對堤岸，橋樑，與水之進口，皆有重大影響，氣象學家所作之風暴預告，可助工程師預測洪水之高度，適時發出洪水警報，使建造工作有所防護，以減免損失，水文氣象學最重要之應用，或在於水庫及其他水利工程完成以後，進入水量控制與利用之日常工作之階段。水文氣象學之工作，已被認爲達成最高度之水量控制，保持與使用之最有效工作。

水利事業關係國計民生，至爲重要，我國之注意防洪與灌溉，已有數千年之歷史，歷代政府皆設有河務與水利機構專司其事，國民政府成立後，除中央政府設立之黃河長江淮河珠江等水利委員會外，各省亦多有河務局水

利局之設置，實施防害興利工作，臺灣水利事業本已發達，光復後又經政府積極建設，建水壩，築水庫，開渠圳，以利發電與灌溉，此種事業現正方興未艾，以後尚將有顯著之發展，爲水利事業計，工程增建固屬重要，而有效之水的控制與運用，亦極重要，吾人知於種植時期，各地農民常因分水困難而引起糾紛，水之分配不盡合理，影響生產計劃，又知雨季前日月潭之水位過低，分區停電所造成之普遍困惑與關切，工業生產亦因而萎縮，苟有完善之水利氣象組織，配合水利事業，將全部雨量作最有效之控制與最合理最經濟之使用，則發電與灌溉等之效率，必尚可大爲提高，此外由颱風豪雨所造成之嚴重災害，亦必可因而大量減少。

(三) 水文氣象觀測

水利工程師每日至少需要閱覽本泄水區之雨量及水文之完全報告一次，以便對本區各河流現在與未來數日水流之容積，作精確之估計，欲達成此項任務，須有綿密之雨量與水文觀測網。

甲、雨量測量網　觀測網之規模隨泄水區之大小與地文而定，一般言之，在山區，雨量之變化甚大，故單位面積上測站數目應較平地爲大，所注意之泄水區之面積愈小，則單位面積所需設置之雨量計之數目愈大，在美國之田納西河谷，平均每80平方哩有一雨量計，在多山之東部，平均每40平方哩有一雨量計，在西部，高度較小，每一雨量計所佔之面積，平均爲 130 方哩，各測站多使用自記之雨量計，以獲知暴風雨之強度與延續時間，雨量計須按地形而設置，高處與低處之降雨，皆須測量之。

全區並須設有足量之水文測量站，以觀測來自主要水文區與附屬分水區之實際流量，使用自動連續自記儀器，以記錄水文之高度，觀測員應能隨時由記錄紙上迅速讀出水面之高度。

如水利區雨量與水文測量之測站甚多，以至每日作水利預報時，時間不允許作全部資料之考慮，則每日報告係由選擇與有代表性之重要測站之資料構成之，但於有豪雨與洪水時，則報告雨量與水文之測站，愈多愈佳，每一測站之報告次數亦應增多，務使水利工程師隨時有雨量與水文之完全資料，以便風暴出現時之查考，決定測站之配當是否合宜，其數量應增加或可減少。

由雨量與水文之完全工作網，工程師可以作出其用於河流與水庫預報之水文要素之圖表與水冊，並使之保持及時，而不顯資料陳舊，須經常對風暴與洪水加以研究，以求出雨量，地上與地下之水流，與特定區水之行動之基本關係。此種關係，使水文學家能由觀測預報之雨量，估計出某一地點之水文高度與流量。

乙、報告之傳遞　各測站每日一次或多次報告雨量與河流之觀測，以電話或電報將此種報告發向中心預報所或分所，中心預報所附近之測站，皆直接向該所報告，而遙遠地區之觀測則報向分所，各分所再將該分區之報告，集中轉報於中心預報所，如此之報告系統，既有效又經濟。

丙、無線電測量儀器　在造成洪水之嚴重風暴時期，高架電線之交通系可能中斷，在有的地方，可能無電話與電報之方便，欲從此類地方獲得雨量與水文報告，與準備在風暴期電線中斷時仍能報告，美國 TVA 工程師曾創製無線電雨量計，與無線電水流計，無線電雨量計按標準情形受集雨量，於一定之間隔，將所受雨量吋數，用變形之毛爾斯電碼，自動播出，無線電水流計亦同樣按時發射出重要河流之水高，在距離測量儀器五十哩以內之預報所或分所，皆可收聽此種無線電儀器之廣播信號，接收係用手抄或用紙條自記機作自動記錄，每隔二小時廣播一次，已被認爲方便與合用，使用此種設備，可以得到足量之資料，在同一分水區有多個無線電測量儀器，用同一週率廣播，亦無妨碍。

(四) 水文預報

每晨收到各地雨量與水流報告後，水利工程師立予分析，根據實際降落之雨量，估計來自各分水區之流水可望有之容積，並根據氣象學家所作之氣象預報，估計尚未降落之雨，將有若干水量之流出，由已降及將降之雨所作流量之估計作成水文預報，成爲水庫系將如何工作以適應地上及雲中水量之根據，因而製出每日管理水量之時間表，放水須配合發電，航行，灌溉，及其他用水之要求。

每日將氣象預報與水文預報聯合公佈，定名爲每日河流公報，分送水庫系工作人員，實業家及其他關心河流與水庫水位人士。以下爲美國氣象局與 TVA 合作預報所所作之每日河流公報之例，此公報之正面爲各地河水高度與雨量之報告，背面爲預報之河水流動與高度。

美國氣象局　合作預報所　田納西河谷　每日河流公報　星期六　1944年4月15日　田納西河谷水利局

報來之河水高度與雨量

測　站	河口上游哩數	水門頂或洪水期	下午12時—下午12時放水	高度	24小時變化	早6時24小時	雨量 本月至本日
田納西河							
1. Knoxville	648	818		814.0	−0.2	.30	2.51
2. Fort Loudoun 水庫	602	815	14,300	813.81	−0.17	.48	2.39
3. Watts Bar 水庫	530	745	47,200	741.18	−0.36	.76	3.27
4. Chickamauga 水庫	471	685	66,300	680.66	−0.22	.62	3.21
5. Chattanooga	464	651		636.1	−3.8	.56	3.81
6. Hales Bar 水庫	431	629	77,000	631.93	−1.65	.43	3.02
7. Guntersville 水庫	349	595	89.200	594.78	+0.28	.20	3.25
8. Decatur	305	559		556.3	−0.2	.28	2.34
9. Wheeler 水庫	275	556	131,300	555.86	−0.10	.31	2.23
10. Wilson 水庫	259	508	131,300	507,72	+0.20	.08	2.60
11. Florence	257	419					1.49
12. Pickwick 水庫	207	418	144,800	414.35	−0.37	.20	2.16
13. Savannah	190	370	144,000	368.6	−0.7	.03	3.21
14. Perryville	135	357		355.0	+0.9	.02	1.67
15. Johnsonville	96	352	166,000	344.3	+1.6	.47	3.12
16. Danville	78	342		—			
17. Kentucky 水庫	22	375		329,4	+3.0	.72	3.72
Gilbertsville		316	148,000	323.8	+2.8		
18. Paducah (USED)	0	325		—			3.94
Chatt. 平均雨量						.40	2.31
Clinch 與 Holston							
19. Tazewell	160	1079	5,480	1066.2	−2.1		
20. Arthur	65	1058	4.000	1050.9	−2.5	.53	2.45

預報之河水流量與高度　星期六　1944年4月15日

預報之高度與放出係根據直至本日早六時報來之流量與雨量所作出，已計及現時水管工作，水高預報係本日末子夜十二時者，流量爲自子夜十二時至次一子夜十二時之平均每秒千立方呎數。

測　站	四月十五日 流入	四月十五日 放出	四月十五日 高度	四月十六日 流入	四月十六日 放出	四月十六日 高度	四月十七日 流入	四月十七日 放出	四月十七日 高度
1. Knoxville		8.5	813.6		4.0	813.0		4.0	813.0
2. Fort Loudoun 水庫	9.0	11.5	813.5	5.0	9.0	813.0	5.5	5.0	813.0
3. Watts Bar 水庫	35.5	38.0	741.1	35.5	40.0	740.8	33.0	35.0	740.7
4. Chickamauga 水庫	51.0	52.0	680,6	52.5	55.0	680.4	44.0	50.0	680.1
5. Chattanooga			635.8			635.8			634.3
6. Hales Bar 水庫	55.0	56.0	631.6	58.0	58.0	631.6	52.0	54.0	631.0
7. Guntersville 水庫	66.0	75.0	594.8	65.0	65.0	594.7	59.0	60.0	594.7
8. Decatur			556.2			556.0			556.0
9. Wheeler 水庫	99.0	108.0	555.9	83.0	90.0	555.7	75.0	75.0	555.7
10. Wilson 水庫	110.0	110.0	507.5	92.0	92.0	507.5	76.0	76.0	507.5
11. Florence			416.0			415.4			413.5

12. Pickwick 水庫	113.0	123.0	413.9	94.0	115.0	412.9	78.0	95.0	412.0
13. Savannah		138.0	365.8		128.0	364.6		119.0	360.3
15. Johnsonville		164.0	344.3		152.0	343.5		137.0	342.8
16. Danville			340.1			340.4			340.2
17. Kentucky 水庫			331.2			332.1			332.5
Gilbertsville Ky		156.0	325.8		158.0	327.2		150.0	328.1
18. Paducah (USED)			324.3			325.7	6.0	12.0	326.6
21. Norirs 水庫	10.0	8.4	1023.1	7.6	12.0	1022.8	7.1	3.4	1022.5
24. Cherokee 水庫	10.0	0	1070.6	8.2	0	1071.1	10.9	3.91	1071.4
27. Douglas 水庫	11.4	0	997.2	11.5	0	998.0		5.5	998.5

河流備註—Pickwick 水壩之放水，可望日漸減少，除強雨外，下游之田納西河測站水位最高如下：

Johnsonville —344.3 今日

Danvill —340.5 四月十七日

Kentucky 水庫 —352.5 四月十八日

田納西河谷之天氣預報

本日午後，本夜與星期日雲量多變，本夜本區西半部變冷，星期日本區東半部變冷。 (美國氣象局)

另外尚發佈一種大若明信片之公報，定名爲每日航行公報，分送民衆，並供給航行界以河流通告與預報。

(五) 水文氣象工作之效果

1940年8月中之風暴，TVA 水庫系所做到之減低洪水高度之工作，可視爲氣象學與水文學合作成果之例證，該次係一强烈之熱帶風暴在查理士敦 (Charleston) 附近登陸，走向內陸而逐漸衰退，當其中心經過時，在東部田納西，西部卡羅來納，與南部弗吉尼亞之山地河流中，造成大部之洪水，在田納西谷之山地，高雨量之中心，雨量達13—15吋，降於40—50小時之內，美氣象局曾爲 TVA 作此風暴降雨量之預告，當各地雨量與上游河流水位報告到達中心河流預報所後，曾作流量之估計，洪水來自田納西河之支流，曾斷定洪水到達查塔奴噶 (Chattanooga) 上游齊喀毛噶 (Chickamauga) 水庫之水量與時間，由不斷之報告與預報，工程師能於洪水到達水庫之前四天，增大自齊塔毛噶水庫所放出之水量，放水量以在查塔奴噶市及以下造成最小損失爲準，因之當洪水降臨時，水庫已騰出儲蓄洪水之容量，此一氣象與水文合作之結果，使查塔奴噶市洪水高度，較在自然情況下減少7呎。由相似之工作，同一洪水，由於查塔奴噶下流水庫之放水，得使田納西河下游200哩之洪水高，較無調整所應出現之水位，低12呎。此次洪水發生於秋收之季，由於適時水量調整，使洪水之高度大爲減低阻止巨大之田禾損失，弭災禍於無形。

1942年12月之末，田納西河谷發生普遍之洪水，氣象局曾預報出此次洪水，TVA 諸水庫之水利工程師俱曾注意，由於適當之水量調整，使查塔奴噶之水位，較無調整減低4呎，獲免損失之價值，約達一百萬元，此例可以說明水文氣象工作之效果，水利管理工作之重要，及其價值。

(六) 定量氣象預報

由於氣象學之進步，一般定質預報之外，氣象學家已獲有定量預報之方法，此法自尚在發展之初期未臻理想，但其開始即已在水利方面獲有成就，而證明爲極端重要，雨水偶一降下，水利工程師當可由之估計其所造成之流量，未來數日內形將降落之雨量，亦同樣重要，有可靠之定量預報，工程師可未雨綢繆，對洪水作更佳之控制，如能預知未來之雨量，則可充分使用現儲之水於發電或其他用途，而不虞水庫之枯渴，同時使水庫容納雨水，避免泛濫或無益之流出。

定量預報之價值，可由美國田納西河谷水利局 (TVA) 與美國氣象局1940年之協定證明之，此協定旨在利用氣象學與水文學於降水及天氣之預報上，並決定水之流出量，以作爲水庫系儲水放水之根據，田納西河及其支流之分水區面積共約40910平方哩，區中水庫共有28個，其中21個爲用於多種目的之水庫，爲控制洪水，水力發電

，及航行等而工作，在此龐大小庫系中，水庫對水庫之放水，爲一相當繁雜之工作，氣象人員與水利工程人員同力爲此水利事業工作，由於十數年來之經驗，確實證明水文氣象學在水利方面之價值，並證明氣象與水文兩方之合作步驟至當，其他水利計劃之實施，亦應仿效之。

（七） 水文氣象預報

河流與水庫中之水，係經常流動而非靜止者，水利工程師每日二十四小時無時非在從事於水之管制與計劃，由於定量天氣預報之供給，氣象家予管水工程師以極大幫助，氣象家須向工程師說明天氣狀況與可望有之降水情況與數量，工程師須明瞭流經全部分水區之水量，特別是流經水庫者，在洪水季氣象家每日須作多次預報，氣象家與工程師須有密切之聯繫，以利天氣預報與建議之傳達，水文氣象預報，有以下數種：

甲，初步預報：每日早晨氣象家應向水利工程師發出初步預報，此一預報乃根據中夜氣象報告作出者，目的乃在於儘早提供工程師以彼對本日用水計劃作必要修正所關心之知識，茲舉一美氣象局人員爲田納西水利局所作之初步預報之例如下：

1944年3月28日與29日，本日與本夜，大部陰雲，有間歇性之雨。本日有間歇性之雨，陣雨與雷雨，因陰雲及降水而微冷，本夜本區西部三分之一之區域變爲更冷，風力3—5級，今日最高溫度介於本區北界之 55°F 以至本區南部之 65°F之間，今夜最低溫度介於極西北部之 36°F到極東南部之66°F之間，天光強度 3 至 4。

星期三

雲量爲裂雲至密雲，本區西半部變爲裂雲至疏雲，東半部多爲裂雲，本預報期末後，本區東半部陣雨雷雨終止，變爲較冷，風力4—5級，天光強度 3 。

降水量在本預報期內，可望：平均爲1.20—1.60吋，局部多雨之處，雨量可達3.50吋

星期四指示一般晴好與較冷之天氣。

乙、完全預報，初步預報之後，繼之以根據本日清晨氣象報告作出之完全預報，此一預報係根據更爲完備之資料分析，包括高空報告所作出，將初步預報精製，使之更趨現時化。水量管理工作之時間表，每日須由工程師根據早晨收到之資料排定之，此時完全預報尚未作出，將近中午工程師方能收到之，收到完全預報後，工程師重新檢討其根據初步預報，所作之河流及水庫之預報，以及所定之工作計劃，但一般而論，完全預報係屬證實而非改變初步預報，以下爲完全預報之例：

1944年3月28日與29日完全預報。

今日　大部多雲，有雨及分散之雷雨，天光強度4，風力4級。

本夜　多雲有雨，中部與東部有分散之雷雨，西部較冷，中部及東部溫度變化甚小，風 4 級。

星期三　大部多雲，東部較冷偶有雨，在本預報期中停止，天光強度 4 到 3 ，風 4 級到 5 級。

展望　星期四　晴好與微冷。

在本預報期中降水量可望在南方邊區平均接近 2.00吋在北方邊區少至 1.00吋，西區例外，該區平均降水量介於 0.50至 0.80吋，在南部，有幾處可望高達 3.00吋。

在初步預報與完全預報中皆含有天光強度之預報。天光強度，與用水有關，白晝供給燈光所需之電力，依隨光之強度而變，因而影響用於發電所需之水量，在火力發電之地，天光強度，同樣重要，美國田納西河谷所採用之天光強度標準如下：

天光強度	說　　明
1	燈光不需要
2	僅暗室需要燈光
3	除最明亮之房間外，皆需燈光
4	一切房間皆需要燈光

關於天光強度之知識，現尚甚感缺乏，光強之測量，須有一致之標準，實際光強之連續記錄，現亦無之。

在初步預報與完全預報中，皆有溫度預測，溫度於水流之估計，甚爲重要，在冬季，結冰可在農業與水利以及其他方面造成損害，由溫度預報，使人能及時防護，冬須加暖夏須通風與冷却之地，對於電力之負擔，頗有影

響，由溫度預報，決定發電量。

高架電力輸送線與電報電話線，每受風、雪與霧之影響。航行與野外消遣，亦每受此類因素之影響，故預報須包括此類知識，在山區，積雪融化，將使溪河水漲，故山中結冰溫度線之觀測與預報，頗有價值。

丙、洪水季補充預報：在洪水很可能出現季節，氣象家與工程師須維持較在其他月份更爲密切之接觸，在洪水季節，雨量，雨之續降或停止，以及降雨之面積與位置，可能要求洪水管理計劃之改變，在此時期，水利工作計劃需要不斷檢查與可能改變，在田納西河谷區，洪水季大約起自十二月一日，止於五月一日，在此五個月中，氣象人員每日須作夜間預告，定名曰補充預報，係根據美國東方標準時刻下午一時三十分報來之資料作出，而於中部戰時時刻下午八時發出，在夏季之洪水期，此種預報亦屬重要，1940年8月田納西河谷即曾由一來自熱帶之颶風，造成洪水，補充預報之形式，通常與完全預報相同，僅刪除天光强度，以下爲一補充預報之例。

1944年4月14日至15日補充預報。

本夜　接近早晨本區大部之雲量逐漸增大，溫度漸變暖，有陣雨與分散之雷雨，最低溫度52至 62°F，風力4—6級。

星期六　大部多雲，並繼續溫和，僅西部變冷，陣雨與散漫之雷雨，最高溫度68—78°F，風力4—6級。

星期六夜間　東部三分之二之面積有相當大之雲量，有陣雨與散漫之雷雨。接近早晨，西半部較冷，東部大半變爲較冷，風力3—5級。

降水量由於雷雨之活躍，可望有極端之變化，局部高達2—3吋。

現時估計，以後36小時內，平均雨量爲：全區1.00—1.25吋，東北區低於1.00吋，東南區與東中區之南部1.25—1.75吋，降水之大部，可望出現於未來24小時內。

指示在未來36小時內俄亥俄（Ohio）河谷亦將收到實質之雨量。

在有如TVA之大水利計劃系中，洪水期龐大水量須加控制，此種補充預報有令人滿意之效果，洪水形勢可能視降雨情形隨時改變，在此時機，氣象人員有沈重之責任，應使工程師經常獲得天氣情況與可能陣雨量之忠告，工程師欲知任何時間可望有若干增降之雨量，與風暴何時停止。如彼可隨時獲得可靠之氣象報告，即可按照最後可望有之雨量預報，修正其對洪水之估計，實際洪水得由水庫系安全泄出，可能雨量之任何不確性，將使水庫儲量不能充分利用，以減低洪水之高潮，1942年12月曾發生此種事例，查塔奴噶附近之齊喀毛噶水庫曾按其所期待之强雨雨量放水，但此强雨並未發生。

丁、展期預報：正常之預報，爲包括未來二十六小時所期之天氣預報，氣象學尚未能奠定長期天氣預報之滿意基礎，雖可能不述及量之問題，但如能於數日前作出天氣一般情況之簡略預報，對水利工程師亦極有助益，爲滿足此項需要，美氣象局對田納西河谷區作有五日期間之展期預報，以下爲此種預報之例。

四月十五日至十九日（包括十九日全日）之展期預報。降水量可望龐大，溫度可望其平均接近標準平均，此期本區之標準平均溫度約爲58F°。

完全預報於三十六小時定量預報之外，尚包含預報期以後數日之展望預報，景況預報非定量預報，而爲概括之天氣摘要，此種預報之例如下：

展望　現在中心位於懷俄明（Wyoming）之一擾動，可望向東移動，在星期四夜間或星期五，西部發展之輕微降水，將有變化，目前指示此一擾動在北部向東移動，在本區只生輕微之雨量。

（八）氣象學家與水利工程師之合作

甲、天氣圖：管水工程師對於天氣圖甚感需要，氣象人員之辦公室應與工程師者，儘可能接近，使工程師有親睹天氣圖之機會，而能對預報作較佳之判斷，並看出風暴之運動，而獲得風暴經過之速度之觀念，此於雨水流出時間之估計，甚爲重要。

乙、會談：氣象學家除供給水利工程師以天氣預報外，與管水工程師之個人會談，亦關重要，風暴時期尤然，個人會談，對氣象學家與工程師皆有裨益，無論預報之字句如何審愼與詳細，氣象學家對現行天氣狀況之親自說明，對工程師極有價值，唯有親自接觸，氣象學家所感覺之確實程度，方能傳達之於水利學家，使彼對其工作限度有所擴張或緊縮。

由個人接觸，氣象學家可獲知其所作之預報之用途，及其在處理水利計劃上之價值　彼得知正確與有鼓勵性之預報之重要，並可得知預報如不正確，對雨量作過高或過低估計所引起之困難，在水利計劃之實施上，氣象學家與水利專家應結合一體，彼此應互相信賴，個人會談實爲達成此項目標之最佳方法。

（九）　水文氣象預報問題

甲、預報區之劃分：水文氣象預報，非爲點之預報，須包括泄水盆地之重要區域，而爲區域預報，水文家需要知道有水流向水壩之各泄水區可望有之雨量。區域之大小，視地形與泄水情形而定，並受水庫位置或水位預報地之影響，能變化於幾百或數千平方哩之範圍，爲一水壩之建築或工作而預報，則水壩以上之泄水區，爲合理之預報區，如有許多水庫，於水量之管理與運用，有聯帶關係，則須注意全部各個分水區，而繪出每一區域之雨量。

就美國之田納西河盆地而論，爲預報雨量分佈，應分爲七區，每區大約六千平方哩，少數區域之地形與位置，使降雨發展特甚，此自與風暴之方向與路線有關，泄水系受其影響頗大。爲適應正常降雨而作之分區，大致與爲流量預報所作之分區相符合，田納西之西部，屬風暴降雨區，而風暴進入盆地之他區，則僅生稀少之雨量，南部爲來自南方與西南方之風暴之降雨區，東南部亦然，惟風暴進入北部與東部，則强度業已喪失，東中部常位於向主要河谷上游行走之風暴之路線上，東部與東北部則受由大西洋而來之風暴之勢力甚大。

乙、預報之正確性：水利氣象家對於預報區之地形與氣候，應有深切之認識，地形及其對風暴之影響之知識愈多，則氣象預報之正確性與價值亦愈大，地形知識外，尚須預報區風暴類型之知識，包括季節，風暴類型，位置，等等之知識，例如在由納西河谷之西部，夏雷雨之重要性頗小，但在多山之東部，雷雨能幅員數百平方哩，並足以生成影響 TVA 系之風暴洪流。

在將來，氣象學或能成爲極精確之科學，受有良好訓練之職業氣象專家，對任何地點在任何時間俱能作出完全滿意之定量氣象預報，但此一日期，尚未來臨，在一預報區多年彙積之經驗，甚有助於氣象預報，但由於資料之不足，與知識之現況，雨量之確定的數字，尚不能絕對準確預報，氣象學家應稱許定量求值之重要，並應繼續致力於發展判斷之技巧與技術，以增進定量估計之精確性。

氣象學家須認識其每一特殊預報之正確度或不正確度，且使應用此預報之水利工程師知之，如是後者可將此項度數計算於其管水計劃之工作內，在事實許可之範圍內，預報應儘量正確與一定，力避廣汎與籠統，以免預報價值之貶低，定量之降雨預報不確，可使水利工程師對水量之管理，遭遇困難，降水較預報者爲多，則將有較計劃中爲大之流量，水庫可能未騰出足够之容積，以致洪水未能充分控制，造成本可避免之無謂損失，反之降雨量之估計過大，可能由此預報而於洪水前從水庫中放出過多之水，以致有用之水，作無用之犧牲，蒙受不必要之損失。

雖計算與自然條件對雨量有顯明之指示，而氣象家實際作大雨量之預報，仍需勇氣，1943年5年10日美國氣象局之氣象專家，爲肯塔基州之巴都喀（Paducah）附近之田納西河谷之雨量，曾作有以下之預報：—

於大氣擾動經過時，本區雨量高之地點，其雨量可達 6.00吋。

預報如此大之雨量，確需勇力十足，但此次預報，極爲成功，巴都喀之實際降雨 5.65吋。

丙、定時：降雨之定量預報外，定時預報亦極重要，風暴移動之方向與速度，在風暴雨造成之流量形式中反映出之，雨止之預報，特有價值，在小泄水區，風暴水流之最高潮，出現於重大降雨終止後，在大區，水流之時間，受風暴雨時間之影響，如能合理正確預報雨將於何時停止，則可由估計之流來水量，將較有利之情形下適時將洪水放出，並阻止水之無謂浪費。

丁、長期預報：水文氣象學現尚在發展階段，預報之準確率，尚有待於增加，發展長期預報，亦極重要，現有之五日預報，雖對水利事業，已甚有價值，但其有待改進之處仍多，龐大之水利計劃，每須於數週前或數月前擬定，現時因無法作出如此期長之預報，故水利計劃須具伸縮性，隨時按實有水況修正之，欲早日完成水利業務之固定計劃，長期天氣預報，極爲需要。

戊、預報之詞句：作氣象預報所使用之詞句，須加注意，文辭以使人正確瞭解爲主，應力求簡單，直接，與易解，充分敘述出現有天氣狀況，風暴運動，以及可期待之未來發展，給人以清楚之天氣印像，無意義或不確定之字句，應予刪除，預報員應練習寫出有趣文字體裁，簡潔，正確，通暢，易解，使讀者能對之發生興趣，並能正確引用之。此種原則，不僅適用於水文氣象預報，即在爲其他目的或一般民衆所發布之氣象預報，亦應如是。

大氣放射能之測定及其對人體之影響

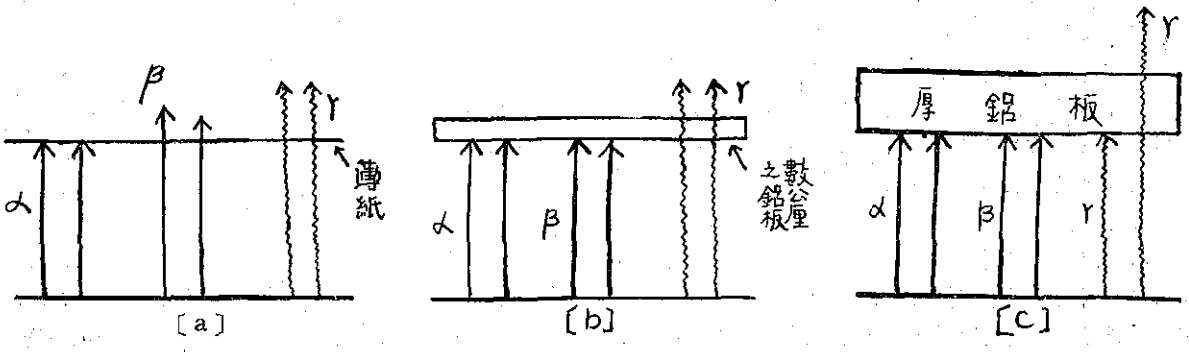
呂世宗

一 緒 言

在大氣及降雨中經常含有微量之化學物質。在這些化學物質裡常存有放射性物質，即放射 α, β. γ 線。其放射性物質乃多屬於 R_nA R_nB R_nC 等。其半生期（Half life period）甚短，經過許多專家測定之結果，對人體尚無危險之慮。近來原子科學發達，各國已利用各種人工放射性物質之連鎖反應（Chain reaction）爲武器，在原子爆發時大量放射性物質之微塵向四面飛散，則人類難免受其危害。此種微塵擴散於空中，其分佈與天然放射性物質者不同，因天然放射性物質和鹽類等，其含量與高度有關，近地面含量極高，而向上則急減。但人工放射性物質則可達於相當高度，如在逆溫層或對流層頂（Tropopause）其含量極大。同時此種放射性物質之微塵可隨風移動，其速度約爲每日一千公里至三千公里。因此雖未直接受到原子彈或氫彈等之襲擊，但其危險性依然存在。例如在比基尼島（Bikini）或西伯利亞等地原子爆發試驗時，由於大氣環流關係，其微塵很可能傳到臺灣。因此我國極需設置觀測站，以測定放射性物質，分析各種人工放射能之種類，含量及其來源公告國人有無危險存在。此種工作，對於氣象學及原子科學方面而言，實有相當之必要，同時在衛生方面亦有極重大之意義。

二 放射線之種類及其穿透度

研究原子能時，首先要測定各種放射線，已知天然放射性物質有三種，即 α, β, γ 線。使放射線經過磁場，以及其他方法試驗之結果，已確定 α 線爲氦原子 $\left({}^{4}_{2}He\right)$，$\beta$線爲高能量之電子，$\gamma$ 線爲電磁波。除此等以外尚有質子（Proton）重氫核（Deuteron）等帶電荷之重粒子，還有不帶電之中子（Neutron）等。大氣所含有之放射能爲屬前三種，因這三種之質量及能量不同，故其對物質之穿透度（Penetrability）及射程（Range）亦不同。如 α 線用薄紙則可將其遮住，β線則須數公厘之鋁板方能阻止，γ線則雖用厚鋁板亦僅能使之減弱，仍有部份能穿透，而不能完全阻止，如圖一所示。



（圖 一）

茲將其能量（Energy），及其穿透度（Penetrability），射程（Range）等，大概分述如下。

①α粒子即 α 線。α 線之速度並不全一樣，但可大至光速十分之一，即每秒18,000哩。其穿透之力量比 β線差，一張紙片或厚數公分之空氣層，即可阻止之。設它穿越氣體層 dx 之距離時，失去能量 dT，則可用下式表示之。

$$F = -\frac{dT}{dx} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (1)$$

式中 F 表示物體阻止常數（Stopping power of substance）。因此可求射程 R 等於

$$R = \Sigma dx = -\int_{T_0}^{0} \frac{dT}{F(T)} = \int_{0}^{T_0} \frac{dT}{F(T)} \cdots\cdots\cdots\cdots (2)$$

式中 T_0 表示最初能量 (Initial energy)。其射程 R 由蓋格氏 (Geiger) 實驗之結果，對慢速度之 α 粒子者，射程R與速度 $V^{3/2}$ 成比例，對快速度之 α 粒子者，射程 R 與速度 V^4 成比例，而其能量約 8.5mev (million electron volts)。因 α 粒子之穿透力甚小，故測定時需要充分注意。

② β 粒子即 β 線。其質量與 α 粒子的七千分之一。而屬高能量之電子，其速度頗有變化，快時可超光速。其穿透力甚大。可穿過厚數公厘(m.m) 之金屬薄片，或可穿越十呎之空氣層，方行停止前進。由斐沙氏 (Feather) 實驗結果得到。

$$G = (0.543\ E - 0.160)\ g/cm^2 \cdots\cdots\cdots\cdots (3)$$

式中 G 爲一平方公分之物質重量以克表示之。E 爲能量以電子伏特 (Electron volt) 表示之。人工放射能多屬此種放射線，因此 β 線之測定甚重要。

③ γ 線，γ 線屬於原子核內部突然遷移時，餘剩能量變爲光量子而放射出之現象。也是一種電磁波，其性質與 X 線相仿。因其波長極短，故其所有之能量，亦等於自二百萬伏特電位差中放出之電子之能量。因其速度甚快，無特殊設備之儀器不能測定之。其穿透力最大，穿透物質時，能量暫減其關係如下：

$$I = I_0 e^{-\mu x} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4)$$

式中 I_0 爲未穿透物質時之能量，I 爲穿透距離 X 後之能量，μ 爲物體吸收常數 (Absorption constant)。

三　放射線之單位及其相互關係

表示放射線强度之單位，依其用途及放射能之種類而不同。現把國際上所認定之單位按其順序記述如下：

①每秒分解單位 (Disintegration per second). d. p. s. 表示於每秒鐘，放射性物質之原子核蛻變數目。乃由各物質之種類及質量而言。鐳 (Ra)一克每秒放出 3.7×10^{10}個，故稱 3.7×10^{10} d. p. s.

②居禮單位 (Curie unit). C, 表示放射線源之强度時用之。一居禮等於鐳一克之放射能强度約 3.7×10^{10} d. p. s. 其千分之一謂一毫居禮 (milli Curie)。百萬分之一謂一微居禮 (micro Curie)。

③倫琴單位 (Roentgen unit). γ 用在 x 線 γ 線上表示其線量。標準狀態下之空氣一立方公分生一靜電單位 (e.s.u.). 之游子時所需 x 線或 γ 線之量稱爲一倫琴 (γ)。千分之一稱爲一毫倫琴 (milli roentgen)。

④羅德 (Rad). 表示線及 α. β. γ 線及 x 線之强度。人體組織一克可吸收能量一百電子伏特 (ev) 之放射線强度稱爲一羅德 (Rad)

⑤倫琴相等值 (Roentgen equinalent man) r.e.m α. β, γ 線及 x 線被人體吸收其效果與 x 線或 γ 線之一倫琴相同時，此線量稱爲一倫琴相等值 (r.em)。

⑥生物相對率 (Relative biological efficiency) r. b. e. 表示放射能影響到生物體之程度，β 由實驗所定之比率也。x 線 γ 線 β 線爲一。α 線爲二十。又羅德，倫琴相等值及生物相對率之間有如下關係

〔r.em 之值〕＝〔Rad 之值〕×〔r.b.e.〕

因對 X 線 γ 線 β 線之生物效果相等故 RBE 等於一，所以倫琴相等值等於羅德。

⑦每分粒單位 (Count per minute). c/m. 以蓋格氏 (Geiger) 計數管測定放射能時，按理論上可測定每一個粒子。但由幾何學之測定條件，不能完全測之。測定大氣放射能就是用這種單位。因蓋格氏計數管之材料及其大小不同，所測定之粒數亦有相差。但一般言之一微居禮 (micro-Curie) 約等於每分二百二十二粒，因幾何學上之條件，實際上只測定每分八至九粒而已。又每時一毫倫琴 (milli-roentgen/honr) 約等於每公分二千粒。但這些都屬大概之比較。最好用兩項儀器比較測定之。

四　大氣放射能之測定器

放射能含量之測定，即測定所放射出之 α. β. γ 線，但人工放射能多屬 β 線。因此主要還在測定 β 線。一般採用最廣者要算蓋格氏計數管 (Geiger Counter)。現將其原理構造及其效率等詳述於下。

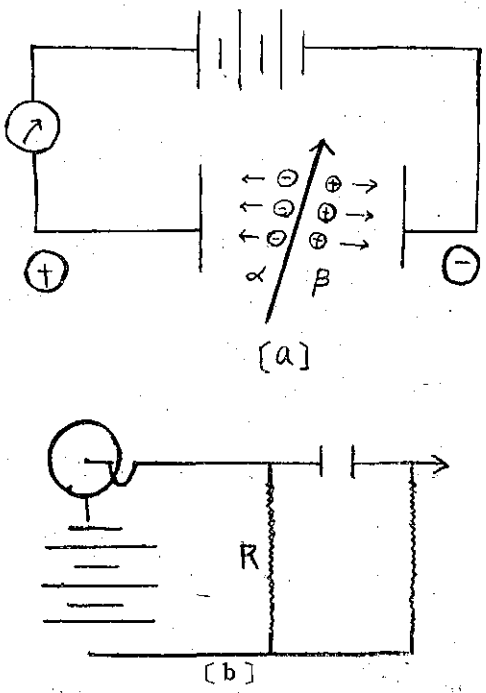
(1)　蓋格氏計數管之原理。

利用氣體之電離現象及各種氣體之放電性質。因 α, β 線乃屬於帶電粒子，故當其穿過氣體時，沿其所穿過

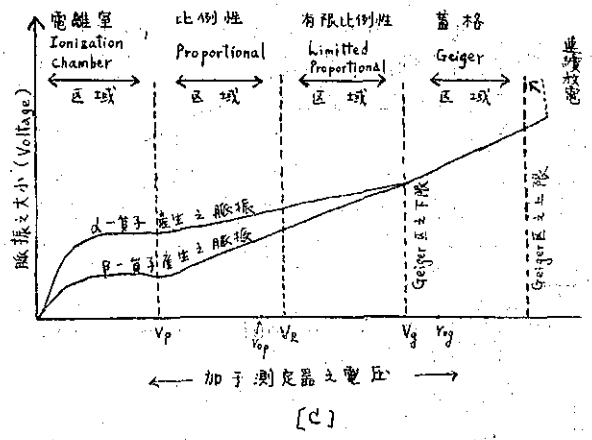
之路上產生游子偶（Ion pair）而消失其能量。電離（Ionization）之能力可以用在其軌跡上，一公分長度中所生之游子偶數目來表示之。

據實驗結果在單位體積之氣體中因粒子穿越所產生游子偶之個數與所失去之能量成比例。並且依粒子本身之能量而有異，隨粒子之能量不同而產生之游子偶數目亦不同，但其產生一對游子偶所需要之能量，受速度之影響不大，並且與粒子帶電之性質及氣體之種類無關，約爲 32.5 ev/ion-pair。

游子偶如任其放置則重新結合（Recombination）而復原。但在電場中正負游子各產生運動，因其能量甚微，不能運動至較遠之距離，但間有能量較高之電子可以在尋常壓力及溫度下進行一公厘遠。高能量電子可有機會與其他原子而產生新游子。因此使在外部接通之電路中有電流流通。因之當放射線即粒子進入測定器時使外部連通之電路中產生電流，由此電流可以測定放射性物質所放射出之粒子之存在，〔見圖 2 a.〕譬如把外部電路之時間常數（Time constant）R. C. 調節適當則可將射入之每一粒子測定出。游子在電場中運動時，因氣體之種類，氣壓和電場强度而產生複雜之變化。蓋格氏計數管就利用此種不同之性質爲原理。現把電壓與電離現象之關係用圖 2 c. 表示之。以橫座標表測定器所加之電壓，縱座標表脈振（Pulse voltage）之大小。如圖 2 c. 上在第一區域屬電離（Ionization）區域，如電壓加高其電離現象亦隨着變動，最後就發生連續放電。現依其區域分述如下：



6.M 計數管（斷面圖）



（圖 2）

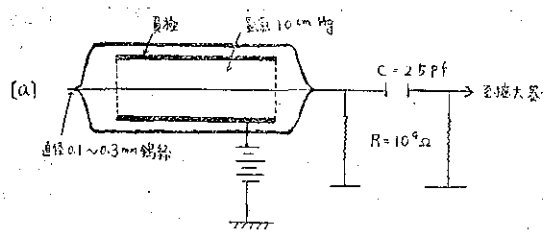
（a） 電離〔Ionization〕區域，當放射線進入測定器而產生游子偶時，如在電極上所加電壓爲零，則此游子偶即重行結合而消去。因此中間之極線上不能產生任何脈振。以電壓加大則有部分游子開始向正負極移動，電壓逐次增高則最後所有游子都能移至兩極。不再因重新結合而消滅游子之情形。因 α. β 粒子所生游子偶數目不同，故所測得脈振之大小亦異。電壓由零至 V_P 止之間曲線水平，因此不論所加電壓之大小，其輸出電壓仍爲一定。

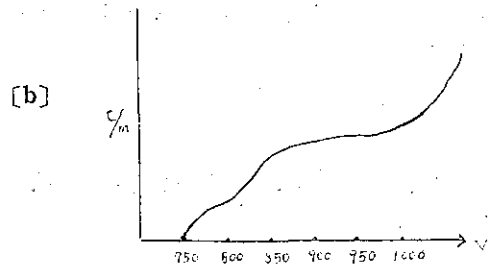
（b） 比例性〔Proportional〕區域，如再將兩極間之電壓提高至 V_P 以上，則游子偶數爲之加速，因此其他中性之原子或分子亦爲之電離，此種游子更可把其他原子電離。故在中心線上有更大之脈振。雖有兩次電離現象發生，但中心線上所受到之脈振仍與一次游子偶數目或比例。因此在此區域內 α, β 粒子等所產生之脈振仍不相同。

（C） 蓋格氏〔Geiger〕區域，如電壓超過 V_e 時 α, β 粒子所生之脈振漸接近，至 V_g 點時兩者完全一致，過 V_g 點後至成爲連續放電之前，此一段稱爲蓋格氏區域，此區域間 α, β 粒子所生之脈振已不能分別，如再提高電壓，就成爲連續放電，蓋格氏計數管就利用此區域。因所利用之區域已不能分別 α, β 粒子，故其輸出電壓特大，有時可到二十伏特左右。所以用簡單之放大器亦可作記錄電路作用。其感度尙佳。且構造簡單所以應用甚廣。

(2) 蓋格氏計數管之構造。

其構造由各種用途雖有不同，但約可表示之如圖 2 b. 及圖 3 a. 在圓柱形玻璃管（γ 線時用金屬管，α 線及低能量之 β 線要用薄雲母（Mica）作窗口使其粒子射入），中設置一圓柱形負極。





（圖 3）

材料用銅，黃銅，銀，鐵等均可，中間置一金屬線普通用直徑 0.1公厘至 0.3公厘之鎢線，管中之氣體過去多用氬(外部電路控制型)，近來則用氬外再加十分之一之有機氣體如酒精等（自己控制型）。

(a) 外部電路控制型：其電路如圖 3. a. 當電壓漸增至始動點（Threshold）V_g, 即開始作用如電壓繼續增加則每分鐘之計數達到一定。稱謂自然計數（Natural Count），是根據宇宙線及地面上所放出之放射線。此自然計數依計數管隨地不同約每分二十粒左右，圖 3. d. 中，曲線之水平部分稱謂平原部份，(Plateau) 良好之測定器可達二百伏特左右。當一次游子偶產生時，電子則向中心線移動游子向負極移動，其速度各約10^{-6}秒及10^{-4}秒。電子接近中心線時路上再使其他分子電離。此點與比例性計數管所不同者，當某處有二次游子產生，在10^{-6}秒之內則擴至全部成爲一個大之脈振。而正游子則在 10^{-4}秒內向負極移動。以碰擊而產生二次電子，這些電子再產生崩潰（Avalauche）現象，因此可能引起連續放電。如此則不可將射入之粒子詳細分出。欲防止這點可將所加之電壓減至始動值以下。如圖 3. a 所示，用電阻R($10^9\Omega$)，因此若脈振發生時電壓下降（Ri），可使其低於始動值，此電路之時間常數（Time constant）

$$RC = 10^9 \times 25 \times 10^{-12} = 2.5 \times 10^{-2}\text{(秒)}。$$

因此可知每秒只可測出百粒左右。故不但須控制放電現象並且時間常數亦必須在甚短之電路方可。

(b) 自己控制型：構造與外部電路控制型完全相同，只在管中盛90%氬，10%酒精蒸氣之混合氣體，氣壓爲十公分水銀柱。其控制作用如下。電子向中心線移動，並在電極附近使其他分子電離，而正游子中之氬游子向負極移動，在中途則和酒精分子相碰而使之電離。自己反而因之中和，結果到達負極者全屬酒精游子，此乃因酒精之電離電位（Ionization Potential）比氬爲低而可生也，當酒精游子到達負極時產生二次電子，但隨時可和酒精游子結合成爲激發狀態之酒精分子，不久則起分解爲分子量較小之二個分子。如此則可將放電自行控制，對一粒粒子得一脈振，就一般說，當一粒子射入時可產生 10^{10}個酒精分子，經 10^{10}次測數後將全部消失，但實際上約經過 10^5 測數後則不能再用。因正游子到達負極之時間約要10^{-6}秒所以在這一時間內射入之粒子則不能測出，這一段時間稱謂靜止時間（Resolution time）。蓋格氏計數管對 β 粒子雖然可測出每一粒子，但對 α 粒子，或低能量之 β 粒子則需要裝置甚薄之雲母片使其射入後測定之，又對 γ 粒子約只可測出百分之一左右而已。(註：管中所盛之氣體種類與其設計有重大之關係)。

(3) 蓋格氏計數管之效率。

就 β 粒子射入蓋格氏計數管能測出之或然率（Probability）稱謂其效率，設 x 爲粒子經過蓋格氏計數管所產生之平均游子數，此粒子經過蓋格氏計數管不產生游子之或然率等於 e^{-x}，因此其效率等於

$$E = 1 - e^{-x} = 1 - e^{-SLP} \cdots\cdots\cdots\cdots (5)$$

式中，S 爲比游離，L 爲粒子在計數管之平均路徑，P 爲壓力。譬如 P=0.1, S=30, L=2公分，其效率可得99.8%。

(4) 使用蓋格氏計數管應注意之事項：

蓋格氏計數管爲精密之儀器，故使用時必須注意其特性及操作，同時要切實保養。現舉列幾點爲參考。

(a) 使用蓋格氏計數管時，供給電壓不得超過「平原電壓」之末端，若超過時發生自己放電，因此逐時減小其效率。故必須明瞭其開始電壓，使用電壓及平原電壓等之寬度和斜度等。

(b) 蓋格氏計數管之特性依照其使用次數逐次劣化，故須常留心檢查之。

(c) 雲母片容易破裂，故必須切實保養之。

(d) 蓋格氏計數管中所盛之酒精，因溫度下降其感度亦變劣，故必須注意室溫，尤其在高山使用時要特別注意。

(5) 測定值之誤差：

測定值之誤差約可由下面幾點發生。

①依放射能之本性所產生之誤差。原子核所放出之放射線乃屬於或然率，並且測定法乃依照統計學之法則，故其間一定產生誤差，依理論及實測之結果，參數 (Parameter) 之平均值爲 n_0時，其標準偏差 (Standard deviation) 等於 $\sqrt{n_0}$。現對資料 (Sample) 所測定之時間爲 m 分鐘，其測定值爲每分 n 粒，對自然計數測定之時間爲 m' 分鐘，其測定值爲每分 n' 粒。此資料之參數平均值則爲 n-n'，而參數平均值之或然率約等於百分之九十五，因此參數平均值之範圍可推定在 (n-n') ± h. 之間。式中h 表示

$$h = 1.95\sqrt{\frac{n}{m}+\frac{n'}{m'}} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(6)$$

利用上式可補正依放射能本身所產生之誤差。

②依測定器之性能，構造所發生之誤差。此種誤差發生於計數管及錄數器 (Registor) 之分解時間。先知計數管之分解時間，單位時間放射線射入數爲 n, 對射入後未得數到之比爲 γ_1

$$\gamma_1 = \sum_{x=z}^{\infty}(x-1)\, e^{-nx}\frac{(nx)^{n-1}}{x!} \cdots\cdots\cdots\cdots(7)$$

同樣對錄數器之分解時間爲 T，單位時間之信號數爲 N，對未數到之比爲 γ_2

$$\gamma_2 = \sum_{x=z}^{\infty}(x-1)\, e^{-NT}\frac{(NT)^{x-1}}{x!} \cdots\cdots\cdots\cdots(8)$$

由 (7), (8) 兩式可得眞計數與測定器計數之比 R，則表示如下

$$R = (1-\gamma_1)(1-\gamma_2) \cdots\cdots\cdots(9)$$

蓋格氏計數管之分解時間約爲10^{-4}秒，錄數器之分解時間約爲 0.02秒，故每分一千粒以下並無補正之必要。若超過每分一千粒以上時可用 (9) 式計算補正之。

(c) 因測定人之不注意而產生之誤差，測定人須徹底了解測定器之特性，而且得到精練之操作方可補正之。

五 各種放射能之測定法

(1) 雨水放射能之測定法：

1. 測定資料 (Sample) 之採取：測定資料之採取分爲兩種。

(a) 定時採取：每天在一定時間之採取。

(b) 定量採取：同時下降雨水分割之採取。

採取時應注意之事項如下。

①採水器以玻璃製，磁器製，或用塑膠製者爲佳。

②要記錄採水之日期。

③要記錄降雨之開始及停止時間。

④要記錄採水期間之降水量。

⑤要記錄雨水之混濁狀態及其顏色。

⑥要記錄自採水至測定之時間。

⑦要採取均勻狀態之測定資料。

⑧測定資料 100cc. 爲標準。

2. 測定資料之乾燥。

①測定資料雨水自採取儀器移到容積250cc至500cc之磁製皿（或者玻璃）加熱，使其蒸發濃縮至10cc。

②濃縮後之測定雨水，用儀器一滴一滴移至資料皿，後用赤外線使它蒸發均勻狀能乾燥之。

③要記錄乾燥物質之狀態，重量，顏色等（可能時秤其重量）。

④要記錄測定資料皿等之製造所，直徑，材料等。

3. 放射能之測定。

①測定計數管之自然計數爲十分鐘，求其平均值 n' 粒/分。

②測定資料之放射能，此時爲求計算簡單起見，資料皿與計數管之雲母片窗（Mica-window）之距離保持一公分，其測定粒數計算至五百粒後，求其每分之平均值用 n_s 表示之。

③再測定自然計數十分鐘，求每分之平均值用 n" 表示之。

④依照下式計算降雨水一公升每分鐘之放射能，

$$n = \frac{1000}{q}\left[n_s - \frac{n'+n''}{2}\right] \text{粒/分}/\text{公升} \cdots\cdots\cdots\cdots(10)$$

式中 q 表示蒸發乾燥量。

⑤計算每分測定值 n 之母數推定值之範圍，則等於〔n±h〕式中h，表示：

$$h = \pm\frac{1960}{q}\sqrt{\frac{n_s}{m}+\frac{n'+n''}{20}} \cdots\cdots\cdots\cdots(11)$$

m則表示測定資料之時間。

⑥記錄測定資料時之中間爲測定時間。

⑦n', n", n_s 之數值，用四捨五入之法則算至小數第一位，n則算至整數第一位。

⑧放射能之測定，於蒸發乾燥後隨作。第二次之測定時爲 6小時至 18小時之後，第三次爲二天至三天之後，第四次爲六天至八天之後，第五次爲十四天至十六天之後實施之。依測定資料放射能之含量而定。若計數每分百粒以下時就不必再繼續測定。

(2) 微塵放射能之測定法：

1. 測定資料之採取，利用抽氣機（Pump）吸收地面附近之空氣，使它經過集塵器收集微塵同時用流量計，計算所吸收之空氣量。

2. 放射能之測定。①採取微塵工作終止後六小時至七十二小時之間，仍用測定雨水放射能之方法測定其放射能。

②用流量計之讀數計算吸收之空氣量用 q 表示之。

③測定資料計數之計算。

設 n' n" 爲測定前後之自然計數，n_s 爲資料測定之計數，由此每立方公尺之計數可用下式求出。

$$n = \left(n_s - \frac{n'+n''}{2}\right) \times \frac{1000}{q} \text{粒/分}/\text{m}^2 \cdots\cdots\cdots\cdots(12)$$

④補正誤差：誤差爲

$$h = \sqrt{\frac{n_s}{m}+\frac{n'+n''}{2m_b}} = \sqrt{\frac{N_s}{m^2}+\frac{N_b}{4m_b^2}} = \sqrt{\frac{n_s^2}{N_s}+\frac{(n'+n'')^2}{N_b}} \cdots\cdots\cdots\cdots(13)$$

式中 m 爲資料測定之時間。

m_b 爲測定自然計數之時間，普通 m_b 由計算簡單起見取用＋。 N_s 爲資料測定之總計數， N_b 爲自然計數之總數，因此測定每立方公尺之計數誤差值爲 $H = \pm\frac{1000}{q}h \cdots\cdots\cdots\cdots(14)$

(3) 積雪放射能之測定法：

1. 測定資料之採取，用塑膠製之採取儀器，其採取方法分爲兩種。

a. 定時採取，測定一定時間內所降雪之放射能。

b. 分屬採取，由同一積雪採用分層採取法，測定放射能和積雪時間之關係以推定大氣被汚染之程度。雪經採取後使它全部融解，攪拌之使水液均勻後採取 100cc. 再依照測定雨水放射能之方法測定其放射能。

六 放射性物質之分析

(1) 以游子交換樹脂層分析放射性物質：

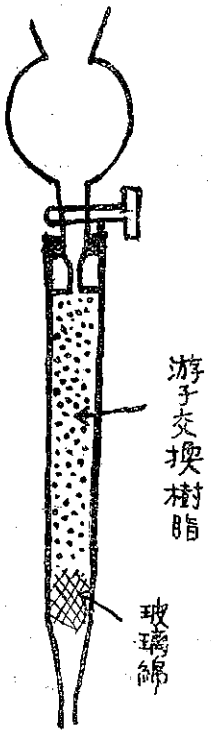


圖 4

A. 游子交換樹脂層，正游子交換樹脂 Amberlite (HR型), Dowex 50，約有 150 至200細孔，口徑約 5 公厘至10公厘，高度約5公分。用鹽酸 (HCl 1:2) 充分洗滌之，(用 50cc至100cc 洗滌)，洗滌液一共放入如圖 4 之玻璃管再用水洗之。(而以後之操作常使液面要在樹脂層上端)

B. 試驗資料溶液之製成，試驗資料用燒朴蒸發乾燥，必要時加過氯酸 ($HClO_4$) 及小量之硝酸 HNO_3 蒸發而分解有機物後再乾燥之。用少量之鹽酸 HCl 潤濕，加熱後又加開水如有殘渣時，要小心分離其中之放射性物質，再用溫稀鹽酸 HCl 完全洗滌之。把洗滌液加入於前溶液中。

c. 分析操作：1. 試驗資料液體以每秒 0.5 cc 以下等速度流出。注入於樹脂層。用 0.2 N 鹽酸 (HCl) 溶離所含在資料液中之放射性物質。流出液體移到資料皿使它乾燥後，測定負游子或者中性物質部分之放射能。經此操作後所得到之流出液將不被正游子吸着者，因此流出液體約含有碲 (Te) 碘 (I) 釕 (Ru) 銠 (Rh) 及氯 (Cl)硫酸根(SO_4) 硝酸根 (NO_3) 等。其中銣(Rn) 雖可能被吸着但用稀鹽酸可將其洗淨。

2. 用 0.5 %之草酸溶液，以同樣方法注入。則可得被草酸溶離之放射性物質。這些物質約爲鋯 (Zr) 鈮 (Nb) 鈾 (U) 及一部分之釷 (Th) 鉿 (Hf) 鉄 (Fe_{III}) 等，因此可測定這些物質之放射能。

3. 用 PH 3.5 至 4 之 5 %枸櫞酸銨，以同樣方法，把它溶離蒸發經濃縮後再用高熱使它化灰，或者移入小型 Kjldahl flask (100cc)。用〔過氧化氫〕($HClO_4+H_2O$) 完全分解枸櫞酸後，蒸發乾燥，再用鹽酸溶解後移入資料皿。再經蒸發乾燥後測定稀土元素之放射能。這些物質主含鑭 (La) 鈰 (Ce) 鐠 (Pr) 釹 (Nd) 鉕 (Pm) 釤 (Sm) 釔 (Y) 等，但亦有含鹼金屬或其他重金屬等物質。

4. 用 PH 6.0 之 5 %枸櫞酸銨溶液經同樣操作後，測定鹼土金屬之放射能。這些主含鹼土金屬，但亦有含鍶 (Sr) 鋇 (Ba) 鈣 (Ca) 等。

5. 所用溶離劑之使用量爲對流出液不現出放射能爲限。

6. 樹脂可用鹽酸 (HCl) 洗滌再生，若放射能不能洗脫時，必須用新樹脂層。

(2) 以鋁板之吸收曲線分別各種人工放射性物質。利用鋁板之吸收曲線計算放射能之能量，同時依照各種放射性物質固有之能量，判斷各種放射性物質。

七 依放射能之減衰曲線推定原子爆發日期

設 I_0 爲原子爆發之放射能，I_t 爲 t 天後之放射能由放射能蛻變法則得到下式

$$I_t = I_0\, t^{-n} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(15)$$

式中 n 爲減衰常數，其值常介於1.2至1.5左右。現若以放射能爲時間 t 之函數，而取值於對數方格紙時 (Logarithmic paper) 可得斜度 (Slope) 等於 -n 之直線。但由此只可求出其蛻變常數，不能推定原子爆發日期T_0，因需求此則設 I_1, I_1' 爲時期 T_1 T_1' 之放射能，由上式得到

$$\left.\begin{aligned} I_1 &= I_0\, t_1^{-n} \\ I_1' &= I_0\, t_1'^{-n} \end{aligned}\right\} \cdots\cdots\cdots\cdots(16)$$

式中 t_2, t_1' 表示如下

$$\left.\begin{aligned} t_1 &= T_1 - T_0 \\ t_1' &= T_1' - T_0 \end{aligned}\right\} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (17)$$

即表示原子爆發所經過之日期。再設

$$\tau_1 = T_1' - T_1 = t_1' - t_1 \cdots\cdots\cdots (18) \qquad \text{由(16)式得}$$

$$\tau_1 = \left[\left(\frac{I_1}{I_1'}\right)^{1/n} - 1\right] t_1 \cdots\cdots\cdots\cdots (19)$$

若在任意時間 T_1 所測定之放射能爲 I_1，經過一段時間 T_1' 所測定之放射能爲 I_1'，而兩者之比爲 K。以同樣方法在任意時間 T_2 所測定之放射能爲 I_2 再經過一段時間所測定之放射能爲 I_2'，在 $\frac{I_2}{I_2'} = K$ 條件之下選擇時間 T_2'，由此方法可得到 τ_m 和 T_m〔m 爲任意整數〕。若 τ_m 以 T_m 之函數表示於方格紙時，即得斜度 n 之直線。因此可探究 $\tau = 0$，則得 $t = 0$，由 (17) 式得 $T_1 = T_0$ 即得到原子爆發日期 T_0。

又斜度 n 由(19)式得到 $n = \log k / \log (\tau / t + 1) \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (20)$

以上方法大約可推定原子爆發日期及其減衰斜度。

八 放射能對人體之影響

當放射能射入於人體時，將破壞細胞組織，急減白血球數以致人於死。因此在醫學上認爲有利益之時以外儘量要避之。然而在原子科學發達之今天，每人有受到放射能之可能。故預先須研究放射能對於人體之致死量和對於空氣或降水之最大可容量。(Maximum permissible amount) 依最近美國標準局〔National Bureau of Standards〕實驗之結果，對人體之致死量約爲 600 roentgen, 當然是在同時繼續投射者。因爲放射能之投射量與時間分配有密切關係。蓋人體之最大可容量每星期約爲300 milli-roentgen,即星期一吸着 300 milli-roentgen，而在下星期一再受300 milli-roentgen還尙無妨。由此可推定，房屋之最大可容量約爲 1.8 milli-roentgen/時，而公司或辦公室則約爲 6.25 milli-roentgen/時。又飲用水之最大可容量，假定需飲用兩三個月時，則一公升約爲萬分之一 micro-Curie。假定可用蓋格氏計數管，把放射能之全部測出，則大約爲 222粒/分。可是依幾何學之條件，不過僅能測出約 8 至 9 粒/分。因此如計數管之自然計數約爲30粒/分，則其最大可容量約爲40粒/分。上面之各數值均依實驗再用統計而求得，故未免對放射性物質之種類或半生期之長短有相當之誤差。因此雖爲微量之含有量亦須儘量避免。故在歐美各國對研究者之保健制度定爲如其體內之白血球數因放射能而減至四千以下時即給與休息，待回復時則使其恢復工作。

九 結 論

在此原子時代，氣象台之責任愈爲重大。新時代之氣象台是爲社會生活之中心。對天氣之觀測，預報，以及放射能之觀測均爲氣象台之職責所在社會各業如交通農漁衛生等方面均迫切需要氣象情報。因此氣象臺之設備亦須隨時代而改進。我們身爲氣象臺之業務員，不但應盡我們所負之責任同時並懇求政府與社會之協助。

參 考 資 料

1. Introduction to Experimental Nuclear Physics.
2. Experimental Nucleanic: by Ernst Bleuler and George J. Goldsmith.
3. Radioactivity and Radioactive Substance: by Sir James Chadwick.
4. Weather Service Bulletin: the Central Meteorological Observatory, Vol 21. No. 7. No. 8. 1954. Vol 22. No. 7. 1955.
5. Japan Society Research Institute: 46 (1952) 59.
6. 原子核物理學：菊池正士。
7. 原子物理學：菊池正士。
8. 原子能與原子彈：張其耀譯。
9. 美國原子能研究之進展：陸志鴻編。
10. 大氣放射能之觀測指針：日本中央氣象臺。
11. 死灰：武谷三男。
12. 分析化學：日本分析化學會

論飛行員天氣報告的重要性和測報方法

戚啓勳

近年來美軍對於飛行員的天氣報告極端重視。很多人還不明白理由何在，甚至還有人認爲天氣測報是氣象人員之職責，飛行人員在空中是這樣繁忙不應該再把這種工作交給他們去執行。當然這是一種非常錯誤的觀點。飛行員測報天氣的重要性，我們可以分下面四點來加以說明：

一、航空氣象勤務直接間接都爲了飛行人員的應用。但不幸地面所觀測的氣象和空中所見的情況常有很大的出入。飛行人員總認爲氣象人員所測報的天氣不够準確，而多有責難。就拿雲幕高來講，誰都知道雲底的高度在整個觀測空間未必一致，有時相差的很大，氣象人員用雲幕氣球或雲幕燈所測得之雲底高度，可能是較高的一點，也可能是較低的一點，而飛行人員所關心的雲幕高却是進場航路上穿雲下降所遭遇的雲底高度。如果再加以時間的相差當然更難趨於一致。

再以能見度來說，飛機進場，飛行人員俯視地標，其明晰度係屬斜視能見度。有時候和地面所測報的水平能見度相差很遠。舉例來說：假定地面附近有一層低霧，地面觀測的水平能見度完全在這一層低霧籠罩之下，能見度當然很壞。但飛機上俯視的垂直能見度只穿過一薄層低霧，能見度還是很好。假定向前斜視因爲貫穿霧層較厚，能見度又比較壞一點。一直要到飛機進入霧層，近乎平視之情況，才能發現能見度之惡劣。如果這一霧層的頂底濃異不相一致，或在各方位的能見度也有差異的時候，問題當然會格外複雜。最近美國民航局曾解釋進場飛機在降水中怎樣影響能見度之低減和目標物之變形。原來降水的時候，飛機風檔上的一層積水，厚薄不一，水面弧度亦異，因爲光線的屈折和反射的不一致，再加上風的影響，風檔玻璃上的一層積水產生紊亂條紋，更減低了水面的均勻度，加强了玻璃面上亂反射。結果使飛行員所看到的目標產生了錯覺和歪曲現象，一部份也減低了從駕駛艙向外的能見度，認爲氣象人員所報的能見度過高。再在風檔上的積水量大致和空速成正比，飛機進場階段由於空速的改變，更增加了上述現象的複雜性。像這些問題都要由飛行人員去發掘，和氣象人員共同研究，才能解決。

二、戰時敵國或敵方佔領區，由於氣象情報的封鎖，飛行員的天氣報告常是唯一迅速可靠的氣象資料。我們知道敵區的氣象情報，有時候也可能由敵後情報人員供給，或者研譯敵方之天氣報告。但前者內容多簡陋不確，輾轉傳遞大抵已失時效，所報的時間和地點也不能够配合需要。後者由於密碼之日趨於難以譯出，而且常常變換，即使譯出也已經失去作用。因此大規模的空軍作戰任務，或在聯合作戰之攻擊發動前，都要先派遣飛機作目標地區和航路上的天氣探測，以作最後的裁決。

三、影響航空活動的很多高空氣象因素，並非地面觀測能力所及。像亂流和積冰等就是。又有些因素雖然靠探空資料可以求得，但探空臺不多，而且每日只施放兩次，在時間和空間上難以滿足需求，像雲頂高度就是一個明顯的例子。近幾年來由於噴射機活動於四萬呎以上之高空，探空達到的機會不多，氣象人員實感力不從心，許多資料反而要噴射機的飛行人員來供給，以增長他們的見識。例如凝結尾、噴射氣流、晴空亂流、高雲的高度等等都是近年來才注意的問題。可見飛行人員和氣象人員合作的重要性是噴射機時代必然的產物。

四、再從天氣預報來講、氣象人員供應目的地和航線上的天氣預報，如果沒有飛行人員實際所遭遇的天氣相對照，如何能知道他預報的準確性，以改進隨後的天氣預報呢？更何況在戰時由於敵區氣象報告之無法獲得，天氣預報僅憑抽象的原理，和實際天氣難免有很大的偏差。唯有先了解當天的天氣才能預測明天的天氣，這是一項無可推翻的原則。此外像颱風偵察在二次大戰中曾著有輝煌的戰績，飛機偵察報告對於颱風預報眞是一項最寶貴的資料。

綜上四點我們已經可以明瞭飛行員天氣報告的重要性。但問題在於飛行人員是否能作準確詳盡而具有代表性和制度化的天氣報告。因此使飛行人員了解怎樣測報天氣是一件萬分重要也是刻不容緩的任務。

飛行員天氣報告由於性質的不同，大致可以劃分爲三種：第一種是專作氣象偵察任務所編發的報告，所應用之電碼稱爲 RECO 電碼，內容非常詳細；第二種是氣象單位供給遠程空運機的航行要覽，由飛行人員寫下實際所看到的天氣，編發 POMAR 電碼，並且繪成上面半張的航線剖面圖，以資和預測天氣相核對；第三種就是普通所謂飛行員天氣報告，以 PIREP 電碼編發，也可以把情況告知氣象單位由氣象單位編發電碼以供他處參攷。

以上三種飛行員氣象報告，除了氣象偵察包括有儀器觀測項目外，其餘都不外報出雲、能見度、風、降水、亂流、積冰、和凝結尾等項。雲、（或稱天空遮蔽因爲他包含了空中視障）能見度、和風稱爲一般項目，其餘的稱爲特殊項目。這些氣象要素飛行員在空中怎樣測報，以下作一個簡單的介紹。

（一） 雲　飛行員對於雲的觀測應該包含雲狀，雲量，和各區雲的頂底高度。先拿雲狀來說，飛行員大多都知道雲狀的國際分類有十種計：高雲三種，即卷雲 Ci，卷層雲 Cs，卷積雲 Cc；中雲兩種，即高積雲 Ac，高層雲 As；低雲三種，即層雲 St，層積雲 Sc，雨層雲 Ns；直展雲兩種，即積雲 Cu，積雨雲 Cb。各該雲的的定義和辨認方法有關氣象教範中都有說明，此處不再贅述。飛行員當然最好能予判別報出，使對方能够獲得統一的觀念。但這些雲狀的定義都是針對地面觀測而言，在空中要辨識下面的雲狀，有時確也困難。美國氣象局爲了要補救這種困難，曾經規定飛行員如果無法斷定國際雲狀分類，也可以將結構和雲頂情況用明語直敍報出。兩者均劃分爲四類：

（1） 結構敍述　A. 分散之平坦雲　　B. 分散雲而有垂直發展者
　　C. 有空隙之雲層　　D. 連綿之雲層

（2） 雲頂情況　A. 雲頂平滑或略有波浪形態　　B. 雲頂起伏不平或呈粗糙之形態
　　C. 雲頂有積雲或花椰菜之形態　　D. 雲頂呈塔狀或見積雨雲砧

氣象人員根據這種資料就可以判別雲狀，更可以明瞭亂流和對流的强度，對於預報或供應其他飛機參攷非常重要。下面如果是連密的雲層，上面是否有其他雲層，地面氣象人員無法獲悉，有時候下面的雲穿過一層連密雲層突起很高，這時候飛行人員就該區分這種雲究竟屬於積雲呢，還是積雨雲？通常積雲的數目比較多，而積雨雲之頂部常呈鐵砧狀。可見假定天空的雲層不止一層的話，應該逐層報出。

空中觀測雲量難以有一定的標準，事實上也確是相當困難。因爲飛行愈高視野愈廣，看到的低雲愈小而高雲愈大。在雲頂或雲底附近飛行，遠處的雲隙很難辨識，此外在飛機上很難同時看到前後左右上下的雲而加以估計。美軍氣象偵察手冊中曾經提供一些方法：規定雲量估計範圍爲半徑15哩，超過15哩之雲和天氣作爲航線外的情況。如在雲上飛行，可以計算能够垂直看到下面和被雲層遮蔽各佔多少時間。譬如說，十分鐘飛行三十哩，內中有七分鐘可以看到地面，三分鐘則爲雲所遮蔽。那末雲狀大致爲十分之三。更簡單的方法就是飛行人員估計從駕駛艙內望出來的遠景，由於雲的遮蔽打了一個什麼折扣，根據這一個折扣就可以估計雲量的約數。

再說到雲底和雲頂高度的測定方法，誰都知道在穿雲下降的時候只消在進雲和出雲的一剎那，讀高度表示數就可以知道雲的頂底高度。起飛也是一樣。在航線上因爲飛行高度未必就在雲底或雲頂，因此飛行員對於重要的雲層，在不違背航管規定下，應該做一次測定，也就是降低到雲底再升高到雲頂，讀得高度表示數後再回到原來的飛行高度。

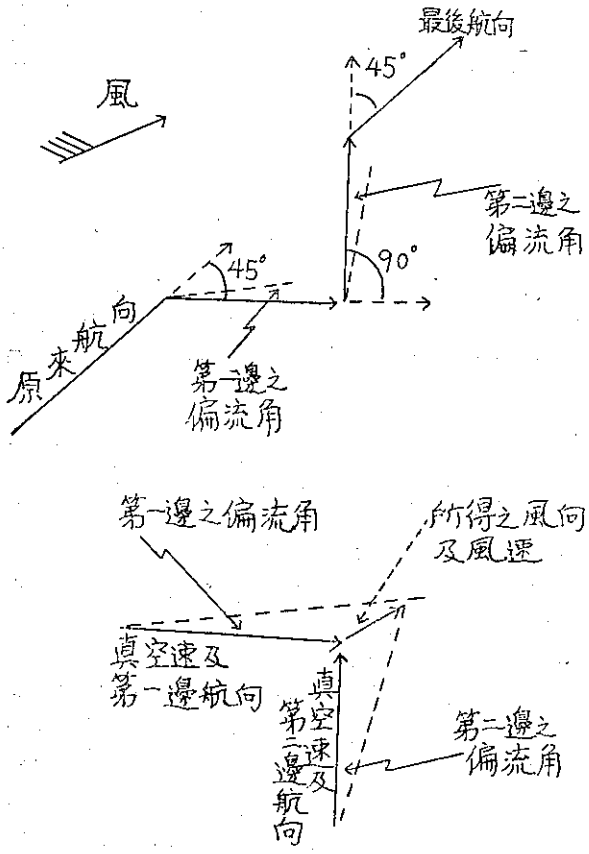
近代氣象觀測把空中的視障像霧霾烟等也視同雲一樣報出。因此改稱爲「天空遮蔽」。霧的代字爲F，霾的代字爲H，烟的代字爲K，各區天空遮蔽分爲四類：遮蔽量不及十分之一者爲「晴空」，代字 CLR；遮蔽量十分之一至五者謂之「疏雲」，代字爲SCT；十分之六至九者爲「裂雲」，代字 BKN；超過十分之九者爲「密雲」代字 OVC。這樣當然較確定某一雲量爲簡便。因此飛行員如果確定某層雲狀爲層積雲，雲量爲十分之八雲頂一萬八千呎，雲底一萬一千呎。有兩種報法；一種爲 8 SC 110—180；另種不報雲狀和雲量，僅以天空遮蔽簡字代替，前方爲雲底高度，後方爲雲頂高度，即：110 BRKN 180。雲頂或雲底不明者也可以省去。

（二） 能見度　飛行員報告能見度，首先該說明是在地面還是飛行中所見的情況。如果是在飛行中測定，那末是屬於向下呢？向前呢？還是斜視？通常所報的都應該是飛行人員所估計水平方向的能見度。所謂「能見度」就是能够辨識目標物的最大距離。晚間如果沒有月光的話，可以參照燈光所及的距離估計。空中飛行既然沒有固定的目標物，能見度自然很難觀測定。一種方法是：就前方最遠能以辨認之目標物或雲塊，測定飛臨其上所需的時間。根據飛機速度就可求得能見距離。另一種方法是向左右兩方找尋最遠的能見地標，在航圖上確定它和航線的距離，取其平均數，作爲飛行上所看到的水平能見度。

能見度的代字爲VSBY，也有以VIS代表者。單位哩MI。但空中測報能見度，有時爲方便計也可拿浬N MI表出。因此後面必須以上述簡字註明所用單位。例如 VSBY 15MI 90 表示飛行員在九千呎高度所見的水平能見度爲十五哩。在不致渾淆情況下，能見度這個代字也可以省去。

（三） 風　飛行員所報的風，分爲飛行高度的風向風速和飛行員所見的地面風速兩種。前者測報方法有很多種，但其中以双偏流法最爲簡易實用，玆介紹如下：

飛機在航線上保持固定的航向和空速，先向右轉45度飛行兩分鐘，用偏流儀（B-3, B-5）或氣壓高度及無線電高度表測定其偏流角，而後向左轉90度再飛行兩分鐘，又測定它的偏流角，然後再向右轉45度回復原來的航向根據這三個眞航向，偏流角，和眞空速，在 E6 B 計算盤上即可迅速求得飛行高度之風向風速。用圖解法表明如左：



至於飛行員要在空中觀測地面風向風速自較困難，以風向以論，主要靠水浪白冠的方向來決定，通常白冠呈弧形自風之來向推散，有些圓弧却又直接從一邊推向另一邊，特別是有風陣或强烈長浪時。仔細觀察也可以認出它的方向。當浪峯破散形成白冠，浪的後坡留下一條沫尾，因此看來好像白冠在迎風推移。飛行人員可以估計白冠方向和飛機軸線間的夾角，再根據航行的眞方向，就可以求得地面風向。

自海面情況即波浪，白冠，浪花，水沫的形態當然也可以約略估計海面的風速。蒲福氏風級表中對於各級風的海面情況有所描述。可是從高空看到海面却要極端審愼，完全要靠飛行人員的經驗。如果經常就已知地面風速注意當時海面情況，積有豐富的經驗。那末一旦據海面情況來估計風速，當也比較準確。同理也可以適用於陸上。譬如從烟霧之吹向樹木的搖擺等來決定陸地表面的風向和風速。

飛行員天氣報告內以WND 一字代表風，其後爲風向的羅盤方位接近十度數，報三位數字，後面是風速每時浬數，用 KT表示它的單位。最後爲高度離平均海平面百呎數。如果是地面風的話只消在 WND 前面加上 SFC 一字即可。例如飛行高度九千呎，測得風之來向爲 273 度，風速爲每小時五十六浬，應報爲： WND 270　56KT90，又如測得地面風向爲88度，風速爲每小時三十二浬，應報作：SFCWND 32KT 90。

（四） 降水　由於飛行本身的速度使得雨或毛雨的效果增强，但我門從風檔玻璃上所看到的形態也可以區分雨的强度。如果是毛毛雨的話，打擊在玻璃上，多少可以看得出雨滴的形態；如果是小雨的話，可以看雨點在玻璃上有濺濺的形態。中等强度的雨可以看到穩定的水流經過風檔玻璃。假定是大雨的話，一層水整個地傾瀉在風檔玻璃上。

空中降雪在飛機中很容易看到，尤其是在機翼的後面最易積雪。其他降水現象像雷雨、雹、霰、凍雨、都很重要，在飛行中不難辨別，也是必須報出的氣象因素。

降水現象也以英文簡字報出，前方加强度代字，輕度爲LGT；中度爲 MDT。嚴重爲 HVY。後方爲出現高度離平均海平面百呎數。强度不明者以 U 表示。各種降水之代字如下：雨 R，毛雨 L，雪 S，雷雨T，雹 A，霰 SP，凍雨ZR。例如：飛行高度八千呎遭遇雹，强度不明應報爲 UA 80；又如飛行高度一萬一千呎遇大雷雨，應報作：HVY T 110 又空中電擊對飛行安全也有重大影響，飛行員遭遇此種現象也應該報出。電擊的代字爲 DISCHARGE，其後報高度百呎數。

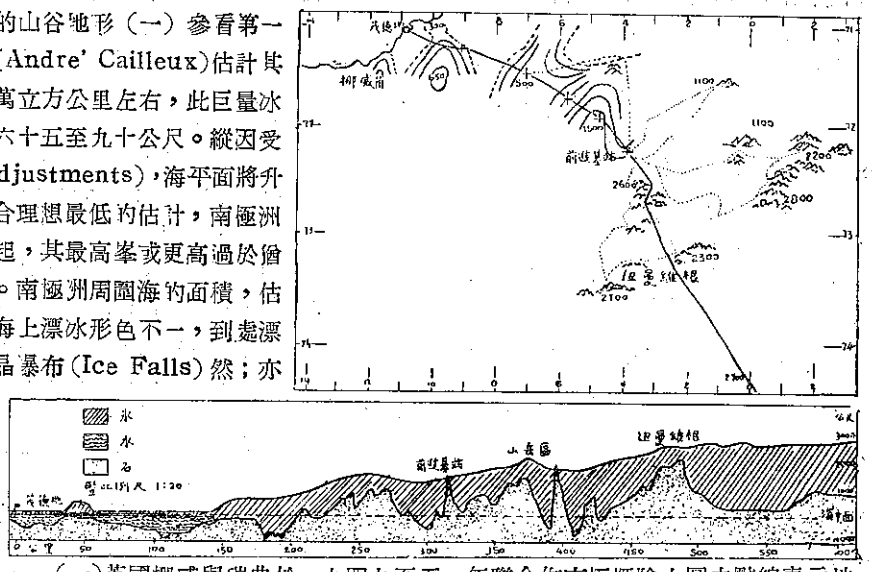
（五） 亂流　飛行員和氣象人員之間，對於亂流强度這一觀念有很大的出入，因此必須確定一種客觀的分類

（下轉第52頁）

南極的新地理

鄭子政

一、引言　北極探險家司且文生（V. Stefansson）曾說：『人類對於極區殖民的障碍，乃由於已往思想的錯誤』。古代希臘人曾分世界爲五帶，僅在南北溫帶地區適宜於人類的居住，此種思想至一九三七年後，已成過去的事實。在斯坎的那維安（Scandinavia）半島及芬蘭一帶，現有一千六百萬居民。北至阿拉斯加現有七萬三千人。其中有白種人三萬九千人足證在兩極區域不能居人的一說，並非爲事實。北極地區爲一海洋，其面積約爲三百四十四萬五千平方公里。而南極洲是一塊大陸，其面積約爲六百萬方英里，相等於澳洲與歐洲的總和。因其地百分之九十九終年爲冰雪所封鎖。至今仍爲人類所未曾啓發的處女地。地球表面陸地面積約爲一億四千五百萬平方公里，而南極洲估計面積在冬季約爲四千五百萬平方公里。約近世界陸地面積三分之一。人類所知南極洲的地理知識，至今尚屬鮮少，南極洲爲一大冰冠，其上冰河縱橫，因此在南極洲研究冰川的演變是最適宜的地區，這巨大冰冠的消漲不僅能影響及於南半球的氣候，且能使整個地球表面熱能的平衡爲之增損，羅賓（Gordon Robin）於南緯七十一度至七十四度半間皇后茂德地（Queen Maud Land）地方以人爲地震用震波測量的結果，始知南極區在二千五百公尺下的山谷地形（一）參看第一圖。南極洲上的冰雪，據凱瑞（Andre' Cailleux）估計其總量在二千六百萬至三千六百萬立方公里左右，此巨量冰雪若經融解，將使海平面增高六十五至九十公尺。縱因受引力與地形平衡（Isostatic Adjustments），海平面將升高自四十三至六十公尺乃屬切合理想最低的估計，南極洲中心即鄰近南極。洲上峯巒疊起，其最高峯或更高過於僧凡立士德峯（Mt. Everest）。南極洲周圍海的面積，估計亦有二百二十萬平方公里。海上漂冰形色不一，到處漂移。有矗立千呎奔瀉而下若水晶瀑布（Ice Falls）然；亦有冰川在十餘里長河谷間溜滑而下形爲奇形瑰瓌孔者，亦有冰塊下流入海時在二百哩左右崩裂而作巨塊平頂的冰山，其厚度可高達五百英尺，其大小可如紐約州外的長島。在南極冰天雪地中却有活的火山在昂首吐氣。據經過探險家所曾登臨的愛兒白士峯（Mt. Erebus）仍在爆發中，另在白理奇曼島（Bridgeman Is.）上亦見火山有二次噴發的現象。南極洲不僅爲二十世紀的新大陸，足以號召世界各國作殖民理想的計劃，且有若干地理及地球物理的科學問題，須待作南極探險經過實地考察以後，科學家乃能尋求這些疑難的解決，因而引起世界各國科學家於國際地球物理年作南極探險的熱潮。



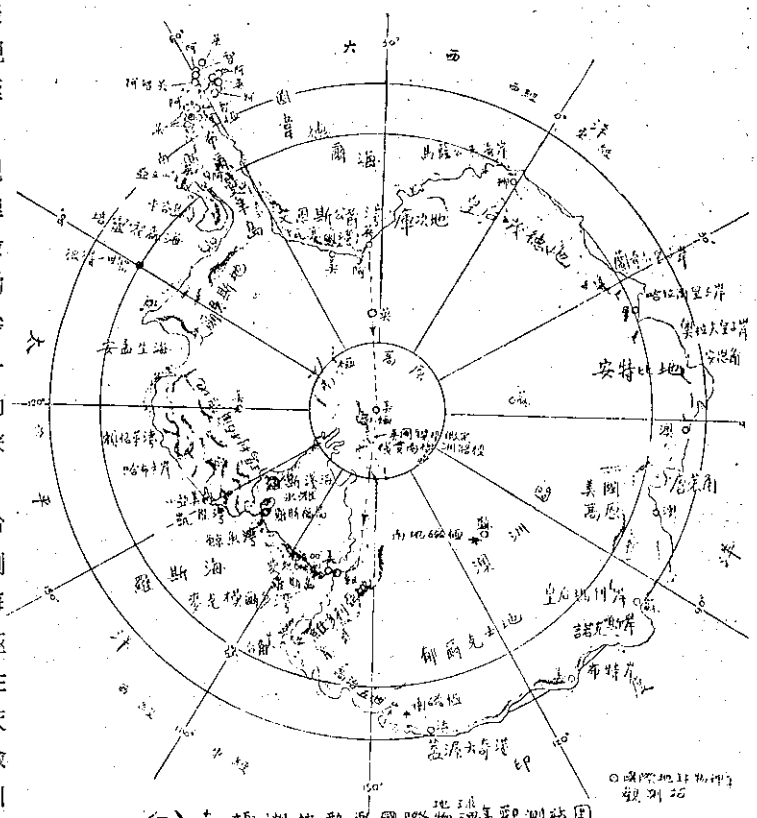
（一）美國挪威與瑞典於一九四九至五一年聯合作南極探險上圖中點線表示地震測量路徑下圖表示皇后茂德地之茂德漢 Maudheim 至紐曼維根 Neumayer Veggen 實測地形剖面圖

二、南極探險的歷史。南極圈範圍概在南緯六十六度半以南。在南極圈附近由於風浪與漂冰的危險。使航行家視爲畏途。在一七七〇年以前無人曾作南極地區的訪問。一七七一年侃納倫（Joseph Kergnelan-Tre'marec）自法經馬利修斯（Mauritius）南航，尋覓一不可居人的荒島因稱爲侃納倫地。一七七三年一月十七日柯克（James Cook）率領四百六十二噸的『一志』號與三百三十六噸『冒險』號始駛入南極圈內南緯六十七度十五分，東經三十九度三十五分位置，遂爲漂冰所阻止。柯克於前後曾三次航行入南極圈中，最後所抵達的位置爲南緯七十一度十分西經一〇六度五十四分。俄皇亞立山大一世曾命馮培靈士霍森（Fabianvon Bellingshausen）以五百噸船一艘探航南極，於一八二一年一月二十二日馮氏到達南緯六十九度五十二分。於南極圈內始見陸地。馮氏因命名一個小島爲『彼得一世』（Peter I）。另一個較大的地區約距離小島四十公尺地方爲『亞立山大一世』。一八二三年韋德爾（James Weddell）受倫敦一家捕鯨公司的支持作南極鯨場的探險。韋德爾乘一百六十噸的帆船於二月二十日抵達南緯七十四度十五分，西經三十四度十七分地方。一八三九年貝倫尼（John Balleny）自新

西蘭航過東經一百七十八度南極圈因發見貝倫尼群島，其中有高度達一萬二千呎者。 竇維 (Jules Dumontd' Urville)爲一人類學家曾作太平洋群島人類的研究。竇維於一八四〇年爲尋求南磁極於一月二十日於東經一百四十度處，越過南極圈而發見亞台利岸(Ade' lie Coast)。一八三六年美國國務院核准南極探險的費用，由郁爾克士 (Charles Wilkes) 率領五船於一八三九年十二月廿六日自雪黎 (Sydney) 南航作南極探險。郁氏證實南極洲沿岸的亞台利岸，堪卑地 (Kemp Land) 與安特比地 (Enderby Land) 的存在。羅斯 (J. Clark Ross) 與葛魯齊 (F. R. M. Crozier) 於一八四一年元月一日抵達維多利亞地 (Victoria Land) 沿岸見一岸然山峯因名之謂墨爾本峯 (MT. Melbourne) 另見二座活火山峯即以其所乘船號『愛兒白士』(Erebus) 與『恐怖』(Terror) 名之。其山峯的位置約在南緯七十八度。羅斯探險所達最高的緯度在北緯七十八度十分，西經一百六十一度二十七分。其所達緯度爲過去六十年中探險隊所達最高的緯度。一八七四年二月十六日英國汽船『優勝者』號 (Challenger) 亦曾達侃納倫地以南在南緯七十八度三十分， 東經七十八度三十分地方。 並曾採集及分析該處深海沉澱物質。 因而發見由冰山崩落大塊的沙石亦得證明在南極圈內亦有水成岩的存在。 挪威捕鯨家賴森 (Larsen) 及其伴侶於一八九三年至九四年曾到達葛理翰地 (Graham Land) 以東在南緯六十八度十分；西經六十度地方及亞立山大地附近南緯六十九度十分與西經七十六度十二分地方。一八九五年又有挪威捕鯨船『南極』號船長耿賴欣生 (Christennsen) 抵達南緯七十四度的柯爾孟島，並登陸的南極洲亞旦夏角(Cape Adare) 耿氏實爲登陸於南極洲大陸的第一人。一八九五年英國皇家地理學會與國際地理學會亦注意於南極探險工作。由船長顧蘭令(Adrien de Gerlache)組織一比國南極探險隊前往，參加此次探險隊員如安孟生 (Roald Amundsen) 與柯克 (F. A. Cook) 均爲南極探險的聞人。此次探險的船隻爲『比利時』號 (Belgics) ，此船在南緯七十一度半地方被冰封凍經年，歷盡艱辛，但南極探險的結果，均經問世者此爲首次。一八九八年浦葛利文 (Carstens Egeberg Borchgrevink) 爲居住澳洲的挪威人自英國出發而登陸於維多利亞地東北端的亞旦夏角。浦氏爲在南極洲度冬的第一人。在一九〇一年秋於歐洲同時有三組的探險隊前往南極。英國皇家地理學會曾組織南極探險隊並製造七百噸船隻一艘名『創見』號 (Discovery)。 由施高德 (R. F. Scott) 率領並有夏克爾敦 (Ernes Shackleton) 與韋而遜 (E. A. Wilson) 協助之。此次探險的特點在於設立一固定的測站。探險隊利用犬車深入南極腹地。彼等於十二月三十日抵達南緯八十二度十七分。其後更抵內陸高原平均海拔高度八千英尺。一九〇四年二月十六日『創見』號始破冰北返，完成其探險的任務。與『創見』號同時到南極探險的船舶有德國政府所裝備的『高斯』號 (Gauss) 前往南極作氣象與地磁的觀測。係由達雅士基教授 (Erioh von Drygaski) 所領導。曾發見威廉二世地 (William II Land) 及直立千呎的黑色岩石於南緯六十七度東經九十度地方 ，名之謂『高斯山』(Gaussberg)。另一南極探險隊則由賴森之姪陸丹士紹 (Otto Nordenskjold) 所組織。陸氏於一九〇二年抵達南極洲駐紮於雪山島 (Snow Hill Island) 度冬，其後陸氏船隻迷失於漂冰中，經阿根廷的炮艦『烏拉圭』的救援，始得出險。又白魯斯博士所組成的蘇格蘭探險隊於一九〇三年曾在南冰洋韋德爾海中作極有價值的海洋觀測並發見所謂庫次地 (Coasts Land)。 夏克爾敦自隨『創見』號北歸之後又於一九〇八年一月一日從紐西蘭出發再往南極洲，攀登愛兒白士火山峯並運用雪橇抵達南磁極中心，其位置在南緯七十二度二十五分東經一五五度十六分於離地面七千英尺高度。其最顯著的成就乃在於夏氏曾抵達南緯八十八度廿三分而發見南極高原貝德爾冰川 (Beardmore Glacier) 可溯流而上達南極洲的中心。始啓日後探險尋至南極的途徑。一九一一年十月二十日挪威安孟生以犬橇尋覓另一新的路徑登南極高原，溯海堡冰川 (Axel Heiberg Glacier) 在南緯八十五度處，遂於十二月十四日到達南極中心地區。另由英國施高德所組織的南極探險隊亦抵達南極中心於一九一二年一月十八日並見安孟生所遺留的帳篷。前後相隔僅三十五日而已。此次施氏雖身抵南極，不幸竟以身殉！一九一一年十二月馬森 (Douglas Mawson) 組織一澳洲南極險家，其所用船隻命名爲『極光』號。馬森建立其觀測總站於亞台利岸，並設置無線電通信台。馬森及其同伴先後成立觀測站於南緯六十七度東經一四二度零四分附近的鄧邦灣 (Commonwealth Bay) 及其西站於南緯六十六度東經九十四度地方。馬森亦曾三度尋訪南極，後於一九二九年十二月至堪卑地，又於一九三一年至安特比地。先後於南極附近多次有新的發現。一九一四年夏克爾敦 (Ernest Snackleton) 曾作自韋德爾海 (Weddell Sea) 經過南極而至羅斯海 (Ross Sea) 的計劃。不幸其探險船隻於一月十八日爲漂冰所圍困，至十月二十七日於南緯六十九度零五分地方，捨舟而二十八人同駐於漂冰之上。 至一九一六年四月九日漂冰崩碎於西經六十二度五十四分處， 漂流時日達四百五十七日之多。而『極光』號亦遭冰凍結漂流三百十有五日。一九二五年英國皇家船隻爲研究鯨魚生活史，指定『發見』號往南極洲沿海研究，直至一九二七年始行返航。一九二八年夏美國栢爾德 (Richard E Byrd) 首次以飛機到南極探險。栢氏曾駐營帳於西經一百六十五度處，稱爲小阿美利加。一九二九年十一月廿九日栢爾德以飛機到達南極的計劃完成。栢爾德第二次南極探險在於一九三三至三四年栢氏發見瑪麗栢爾德地。其第三次南極探險則在一九三九

至四一年亦曾有地理的新貢獻。在此同時作南極探險的人物尚有艾爾吳斯（Lincoln Ells worth）曾於一九三九年前後發見艾爾吳斯地（James N. Ells worth Land）與在東經七十九度處有八萬平方英里地區宜稱爲美國屬地。另美國重要南極探險則爲一九四七年文隆納（Finn Ronne）所作南極的測量其測繪面積近達五十萬平方英里。可說自一七七一年以來人類所作南極探險的歷史已有一百七十六年的記載。

三、國際地球物理年南極探險的活動。國際地球物理年是由於貝耿訥博士（L. V. Berkner）最早的建議，因有鑒於在過去二十年中地球物理各部門科學有驚人的進步。在極年紀念七十五週年時舉行第三次國際極年（International Polar Year）。觀測其第一次國際極年舉行於一八八二至八三年曾獲得若干國家的科學合作曾於北極地區設站觀測，此次極年中曾對於極光觀測，地磁學及氣象學上均有重要的貢獻，在一九三二至三三年爲第一次極年觀測年的五十周年，舉行了第二次的極年觀測。在第二次極年觀測內容，大致與前次極年觀測無大殊異之處。但此次觀測不僅在極光與地磁，且對於大氣上層的游離層（Ionosphere）及高空氣象的現象有所研究。近年來對於大氣現象的知識與觀測方法均大有進步，如望遠鏡與分光鏡鏡徑的增大，高空探測與測風儀的進步，游離紀錄儀（Ionospheric recorder）的發明與雷達及火箭的廣泛應用。使地球物理科學的進展到往日所不可及的大氣上層範圍而更顯其重要性。此點原因即貝耿訥氏所以建議第三次極年的觀測年宜不等待到極年的百周紀念年舉行而首創提前二十五年之議。因於一九五七年至五八年適逢太陽活動極盛之年而在前次極年觀測時期又適近太陽活動衰弱之年。貝氏的創議首得於一九五〇年七月在比國比魯塞爾舉行的國際科學聯盟理事會（International Council of Scientific Union）邀准。其後復經國際無線電學會（International Union of Scientific Radio），國際天文學會（International Astronomical Union）及國際大地測量與大地物理聯盟會（International Union of Geodesy and Geophysics）等學會的贊助。更由於國際氣象聯合會建議世界氣象組織（World Meteorological Organization）與國際地磁及天電聯合會（International Association of Terrestrial Magnetism and Electricity）須共參加此次盛舉。世界氣象組織因建議擴大極年觀測範圍而稱爲國際地球物理年（International Geophysical Year）。在此次地球物理年內，理想中各門科學觀測計劃大綱，已散見多種科學雜誌中。參加此地球物理年的科學工作者將有五千人，代表四十個國家。這地球物理年共歷十八個月即自民國四十六年七月至四十七年十二月止。且就南極探險計劃而論。此次參加南極探險國家計有阿、澳、智、法、英、日、紐、挪、南非、蘇俄與美國等十一國。在南極地區將有近三十處觀測站（二）參看第二圖，其中十一處在南極洲上或南極圈內，另十處在周圍島嶼上，一處將正設於南極中心。再籌配設輔助觀測站八處。使南極地理，在國際地球物理年之後，別開生面。此次美國的南極探險隊將由栢爾德少將領率。美國方面合作的學術研究組織有五十個單位，有一百位參加工作的科學家。並將在南極中心設立一個觀測站，於前一年的夏季派飛機前往勘察降落地點，並將空運人員前往設站。笨重物件與儀器及給養，均將採空投方式。其中有十五位科學家將於南極中心氣象台度過整個地球物理年。南極地區氣象觀測網將作每三小時一次的地面氣象觀測。每日施放二次的高空氣象探測儀以偵察南極上空氣溫，氣壓，濕度及風信的變化。在小亞美利加的氣象測報中心將隨時預告天氣變化，以供在南極地面與空中前往探險的人員參考。將設立四處地磁觀測台。引力的測量將由地面及空中工作人員共同工



（二）南極洲地形與國際地球物理年觀測站圖

作。以汽球及火箭測量宇宙線的變化。冰河專家將在南極洲的羅斯海岸與內陸鑽鑿深孔在一千英尺以上，以測量冰雪中溫度的分佈。此外再設置若干無人的氣象台，純由氣象儀器感受氣象因素變化後，自動以超短波無線電發射消息報告氣溫，氣壓，濕度，風向與風速的變化，在八百英里範圍之內，均可收聽此種氣象紀錄的報告。美國參加此次探險人員近有一千六百人，船隻七艘，飛機六隻。此次探險費用約將耗費一千萬美元之多。

英國的南極探險隊亦曾經過長時間的策劃作橫渡南極洲的計劃，此計劃得澳紐政府及英國空軍與實業界的支持，將歷二年半的時間始得完成。兩個重要的南極觀測站相距達一千八百英里。將注意於南極洲地形與地質的測量；以地震震波測量各地冰冠的厚度。生理學家將研究極地氣候對於人體適應的問題。在這兩個基本的觀測站，將維持連續性的氣象紀錄，以研究無線電超短波傳遞的效率，並期望能得在極寒冷地區飛行對於機航的經驗。英國地面探險隊將利用犬橇隊，及專門設計的雪地拖橇，橫斷南極洲的路徑，將由南極洲最狹處韋德爾海的瓦色爾灣（Vahsel Bay）登陸直到南極後，再到羅斯海沿岸的麥克模爾多灣（Mc Murdo Sound）。此一橫斷南極洲計劃將由四十七歲劍橋地質學家傅恪士（V. E. Fuchs）率領。傅恪士亦爲一極地地理學家曾在格林蘭探險有豐富的經驗。紐西蘭探險隊將由攀登猶凡立士峯頂的許萊利（Edmund Hillary）率領橫過南極洲此次探險費用英國十萬鎊；紐西蘭五萬英鎊；澳洲二萬五千澳鎊；英屬南非一萬八千英鎊。探險隊自英國出發時，以八百五十噸的加拿大捕鯨船『齊龍』號（Theron）載八位科學專家及八位觀測員前往南極。等待抵達韋德爾以後，將採用小型飛機往南極洲搜尋適宜地建立觀測站所。傅恪士探險主力隊將於一九五六年十一月自英出發。許萊利在麥克模爾多灣建立其二十人的基本站。然後尋道登南極高原。橫斷大陸的行程預計將在一九五七年十一月啓程，其主要行程須經歷四個月光景，其間長度約達一千八百英里。

蘇俄的探險隊亦已於去年十一月底自拉脫維亞的里加港出發由一艘一萬二千噸的破冰船載運二百名科學家，及飛機，直升機，吉普車等前往南極。蘇俄將在南極建立三個基點站，一在南極中心附近，一在南地磁極，另一在諾克斯海岸附近。至於其他國家若法國將韋爾克士地（Wilkes Land）建立一個測站，另在南極壓邊緣喬治五世岸（George V Coast）附近蓋溫六奇（Pt. Geologie）地方設一測站。在皇后茂德地及安特比地間的哈拉爾皇子岸（Prince Harald Coast）適在南緯七十度緯線上南極洲沿海岸日本的探險隊即擬在此處設立觀測站。總之，在國際地球物理年中，南極是科學家會集尋求解答氣象，地理，地磁，及大地物理各種現象問題的地域。

四、南極的氣候：世界氣候最寒冷的地區，就人類現有最低氣溫的紀錄，以在西伯利亞的凡爾霍揚斯克（Verkhoyansk）地方的記載爲最低，計達華氏零下八十三度。在南極大陸冰冠中心，因爲至今無人在該地過度整個嚴冬，未能得較長時間持續的紀錄。據經探險隊已往測得最低的紀錄曾達華氏零下八十度。在南極險即在夏季，氣溫並不因之驟升，由於地面積雪，終不融解。一九一二年一月十六日至二十日間施高德探險隊抵達南極附近三十英里地區，實測所得氣溫最高達華氏零下十九度。最低達零下二十七度。其地高度在一萬英尺左右。若加以海平面溫度訂正，則南極一月平均氣溫概在華氏十五度以下。南極地區周日的氣溫較差甚小。但其氣溫周年的較差較大。在麥克模爾多測候的結果，在夏季的日較差較大，一日最低在四時而最高在十六時左右。但在冬季的日較差甚小。每日在上午九時及下午七時氣溫較高，而在上午二時氣溫最低，但在上午四時仍有一次高現象。在南極洲沿海岸雖在夏季無一處氣溫平均在華氏三十二度以上。到處積雪，氣溫較差約達十度左右。於羅斯島四年紀錄中最高氣溫達華氏四十二度，在夏季平均夜間最低常達零下二十度。十二月爲最溫暖之月而在八月爲最寒冷之月平均氣溫約爲華氏零下十五度。在羅斯島附近於一九一一年七月六日測得絕端最低氣溫達華氏零下七十六度。麥克模爾多附近自四月至九月間月平均氣溫約在華氏零下十二度。其日較差在夏季約在華氏十度上下，至冬季則在華氏十七度上下。其周日氣溫的變遷似若與白日的時間無關，而與風向風力與天氣關係，反顯密切。

南極地區爲一大陸冰冠，地面空氣經年受其影響，寒冷沉積，使形成一極地高氣壓，空氣向外輻散。經過若干探險隊測量結果在南極附近多屬南風或東南風。據施高德記載南極附近風信，其百分之七十三屬於南，南南東，或南南西風。此種高氣壓氣流常因受地方性影響，使之增強而形爲狂風。自冰冠上吹下；即空氣受引力而下沉，由高原處移流低地。係山谷風的一種，通稱寒風（Katabatic Wind）。此種風甚爲強盛。據馬森於一九一三年於亞台利地（Adelie Land）測得平均風速約每時五十英里。甚至可達每時百英里。在地面高氣壓上空顯示爲一低氣壓。由羅斯島上愛兒白士火山峯約離地面一萬三千英尺，其噴出烟霧方向常與地面風向相反，常爲西北西方向。由大氣上層向內流的空氣常爲冰冠上下降氣流的泉源。在南極的地形更足以使寒冷氣流下沉的力量的增強

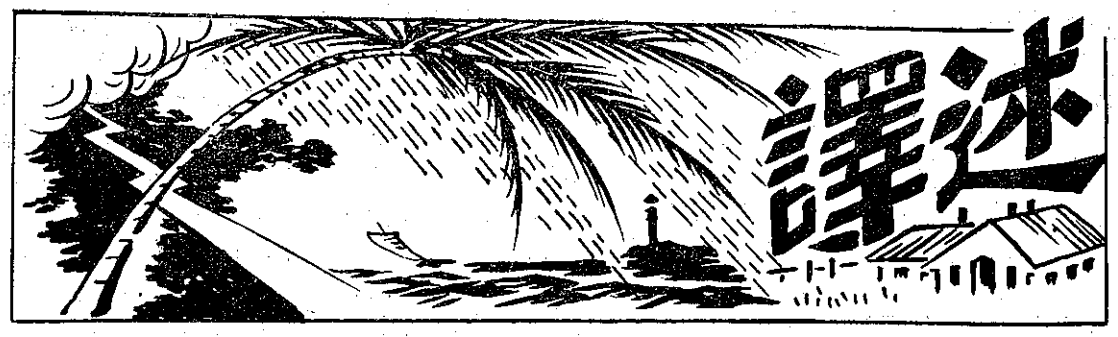
。南極地區不見雨澤因地面上升氣流常見吹雪。在南極的降雪分外乾燥，往往須三十英吋的積雪，始得形成一英吋的雨量。南極洲因系高氣壓常駐的地域因而雲霧稀少，每多晴日及明朗之夜，星光燦爛，極光閃耀。在一二月間所見極光時數更多。日照時數據施高德在伊文思角（Cape Evens）所得的紀錄，日照持續時數達六十六小時二十五分鐘。於夏季每日平均日照時間約十四小時。尋常所見的雲爲一種極薄的層雲。雲無定形，而純由冰針或冰屑所組成。自雲中向空望去，仍能依稀看見星月。在伊文思角天空平均雲量約爲十分之六。在初夏時雲量稀少，在二三月及十月雲量較多。中層及高層雲亦偶見之。在空氣平靜之夜，輻射作用旺盛時，間亦有霧。

五、南極的展望：在北緯六十度以北地域所有的居民約達一百萬人口，但在南極洲上至今尚無居民，且無樹木及植物，動物祇有企鵝，海豹、信天翁、海鷗、鯨之類。在美、澳區域範圍內每年僅有數月光景的捕鯨工業。最重要的因素使南極洲形成爲一片冰漠，其原因是由於氣候的嚴寒與天氣的變化。南極附近的高度約在海拔一萬英尺，其平均海拔高度亦在六千英尺左右。在南極洲面積五百萬方英里中尚無一百方英里的面積不受冰雪封鎖。內陸積冰厚度達二千英尺以上。在南極冰冠其面積約相等於法蘭西國土，其冰厚度自五百英尺至一千五百英尺。大陸四周爲海。陸上冰河崩落碎塊，形爲漂冰，自三月至十月間甚少冰塊自冰冠崩落。在强風發生時每能使沿海冰面不致冰結。南極洲地質在澳洲區範圍多爲石炭紀（Permo-Carboniferous Age）岩層而有石炭蘊藏，但在羅斯島附近則爲火山岩。在南極洲發見有侏羅紀（Jurassic）化石，其中植物方面有蕨類，針葉樹，及鐵樹（Cycads）等。此類樹葉化石都發見於南極中心附近三百英里內地區。至於海中動物則頗繁盛。有多種的，企鵝海豹與海鯨之類。一年中海鯨的產量價值三百萬加州英磅。在南極洲除石炭蘊藏量以外，可能尚有鈾鑛及石油鑛，但在目前世界上迄今尚無開採的價值。再以軍事論點而言，南極洲可能爲原子，化學及生物武器試驗理想的場合。因在南極洲尚無生物，可以無其他的顧慮。且地面冰雪籠罩，在實驗以後，於地面上尚有武器效能的結果可供觀測，較之在海面上試驗當勝一籌。南極附近海面海藻豐多，使海中動物繁生。若在此地區繁殖海藻可製造炭水化合物以供人類養生，在海上所產生的藻類可較之陸地每畝所產生的有機物增至三倍或四倍之多。這一片人類將來繁殖的新大陸，將由地球物理科學家及製圖學家前往以飛機測量及在陸上設置定點測量。預計測點與測點間以一百英里爲間隔計算在南極洲海岸須有一百三十處測點而在整個南極洲大陸須有五百二十處測量基點。並將用飛機先行確定測量點的位置。使南極洲的地形得一個準確的全貌。在地球物理各門科學的問題上能得一個答案，而爲世界的人類開闢一個將來可能繁榮的新大陸。南極的探險實在富有深厚科學的意義。（完）

參 考 文 獻

Literature cited:

1) H. W:Son Ahlmann: Glacier Variation and Climatic Fluctuations, American Geographical Society, New York, 1953.
2) Walter Sullivan: Antartica: Unknown White Continent, Science Digest Vol, 37, No. 4, pp, 17-22, April, 1955.
3) Antartica Encyclopaedia Brinnica, Vol. 2, pp. 14-20, 1955.
4) Napier Shaw: Manual of Meteorology, Vol, II. Cambridge University Press, 1927.
5) W. G. Kendrew: Climate. Oxford University Press, 1930.
6) New Attempt to across Antartic. The Scientific Monthly Vol. 82 No. 1, pp. 42-43, January. 1956.
7) Hugh L. Cryden: The International Geophysical Year. The National Geographic Magzine, Vol. CIX No. 2, pp. 285-298.
8) Newsweek, November 14, 1955.
9) Listener, London, February 10, 1955. and Scientific Monthly, Aug. 1955.
10) J. van Mieghem: International Geophysical Year. Pt. I.-Historical Survey. WMO Bulletin, Vol. 4, No. 1, pp. 6-9. Pt. II-The Programme, WMO Bulletin Vol. 4 No. 2, pp. 52-59.
11) Res. 2 (EC-VI) -International Geophysical Year 1957/58. WMO Abridged Report With Resolutions of EC Sixth Session, 1955. No.45 RC. 7. pp.14-21.



寒季中的東南亞熱帶擾動

C. S. Ramage 原著
殷 來 朝 譯

一、緒　　言

作者在一九五二年曾爲文分析南亞及西太平洋的一般大氣環流現象，對於寒季(十一月至四月)中正常天氣的關係，因爲高空天氣圖的型式，具有極大的持續性，所以乾燥區與潮濕區可以很明顯的劃分出來，從北緯十五度至二十五度，東經九十五度至一百二十度之間(附圖一)，約有一百萬平方哩面積內，在四百既以上，對流層氣流常有强烈的輻合現象，由於補償作用，在此區內的對流層中部空氣的沉降作用甚爲活躍，降雨現象因而停止。

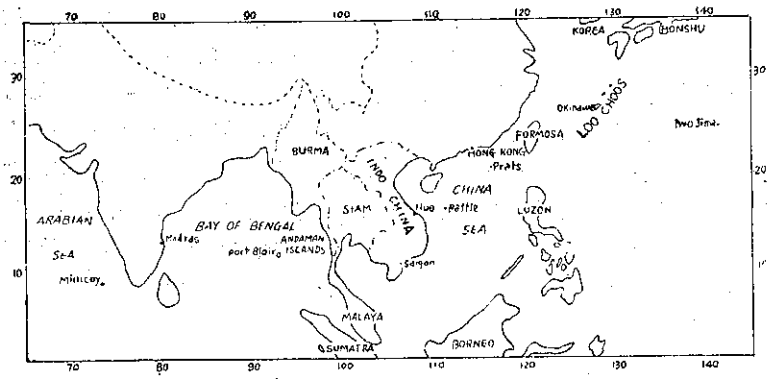


圖 1. 文內所提及各地各位置圖，斷線爲地形10,000呎高度之等高線。

偶而遇到此種下沉作用一旦停止，則在該區域內即發生大雨，這種現象就是在熱帶氣旋或東風波時所產生，或者當一個熱帶低壓槽移進此區域之內加强時所發生，本文爲證實此種情況，特舉出若干實例予以申述，俾供預報之參考。

二、資　料　來　源

根據美國氣象局北半球海平面及 500mb 圖，及一九四九至一九五〇年與一九五〇至一九五一年寒季中，原始天氣紀錄分析資料，其詳細情形則根據香港所繪製的每六小時地面圖及高空天氣圖，與飛機沿途報告，並經多次使用印度、泰國、越南及馬來亞各氣象機關所刊印的氣象或雨量紀錄，中國大陸在這幾年來沒有紀錄，但曾利用以前一九二九與一九三五年中國的地面觀測，及美國空軍部氣象處所印製的一九三七年天氣分析資料，以完成本文之製圖工作。

由於資料的來源不一，在舉例中的表示難求一致，其工作原則，是在可能時繪出 300mb 分析圖，否則就繪製 700mb 圖或地面分析，這些圖可由時間剖面圖予以輔助。

在舉例中，係採用通常的填圖法，風速爲每時海里，長尾旗表示十海里，半長尾旗表示五海里，在時間剖面圖中，繪出二十四小時等壓面高度的變差線，這是依據填註在各時距中間所求得的差數而繪成的，(此方法係 Lopez 在一九四八年所創者)，一般而論，此圖確能指明零等變值線與槽線或脊線之位置關係，較之根據只填二十四小時時距間所發生之風變而繪成之位置，更爲接近確實，時間剖面圖及等壓面圖中的等高線數值單位均爲百英尺，各圖中表示出地面上的界面位置，並以細點表示繪圖時間之前二十四小時以內有降水之區域，可能時並在時間剖面圖內繪出相對濕度大於百分之五十(50%)的頂限，以顯示濕度之分佈情形。

三、熱帶風暴及東風波

在十一月份左右，亞洲南部及東南部已建立起標準的冬季氣流型式，冬季中全球大部份地區的副熱帶高壓脊

位置都隨高度向赤道傾斜，到對流層上部常至接近赤道十至十二度緯度以內，但在中國海及菲律賓上空，高壓脊在700mb以上，即呈垂直，位於北緯十五度與十七度之間．在此脊線以南爲深厚的東風區，仍然有夏季型的擾動不斷的發生，熱帶風暴或颱風在該區內可以持續數天，常常要等到有一次强烈的季風，將地面上乾冷的氣流注入到它們環流之內，才告消滅，東風帶內發生波動，亦屬常見之事，它們漫慢西移，在波槽的前部因爲低層是輻散氣流天氣良好，在其後部則低層是輻合氣流，天氣有降水，在這個垂直脊線以北，則季風的上層爲極方西風氣流所覆蓋，所有熱帶風暴或東風波，對於脊線以北的影響，僅限於最低層內，但它們也常能使其北方的比較淺薄的東風層輻合區所發生的雨區直達華南。

雷爾(Riehl)和夏復(Shafer)二氏曾於一九四四年指出，一個東風波之上如被另一個極方西風帶內低壓槽相重疊，則常致相互加強之後果，自然，當此種情況在華南發生時，雨量當較之任何一種單獨擾動所產生者爲豐沛。

月變化一本文爲便於分析起見，特將熱帶風暴日的定義規定爲：某日內有一熱帶風暴中心位於中國海，在北緯十五度與二十五度之間並在東經一百二十度之西者，第一表即示五十年內各月份熱帶風暴日之總數，從十一月至二月，副熱帶之高壓脊，僅隨高度稍向南傾斜，因此在對流層的中上部，脊線以南之情況，常易發生熱帶風暴。但當季節漸深時冬季風更向南伸展，使其地面情況，漸漸不適宜於風暴之產生及持久，在三四月間，副熱帶上空的高壓脊，屢次自其冬季之正常位置向南移動，於是深厚之東風區距赤道之北太近，不足以使大規模的氣流系統有所發展，在冬季之中期，東風波比較風暴爲常見，但它們甚少在副熱帶高空脊線以北極淺的低層東風區內降水。

第一表　中國海上熱帶風暴日數

(1884—1896,　1905—1939,　及 1946—1947)

月　份	11月	12月	1　月	2　月	3　月	4　月
日　數	99	18	3	1	3	4

舉例，一九五一年一月二至五日(附圖2—6)——在一九五〇年十二月三十日，有一颱風通過呂宋南部向西北西進行，在此階段繼續減弱，當其通過中國海時，即有地面季風氣流進入此系統，至一九五一年一月二日1200GCT(圖2)，只有一個環流的跡象存在，其中心附近的風速，沒有超過每時二十五浬，因爲新侵入的季風影響此區域，使中國海上的氣壓上升，但其環流雖弱，由中心向北延伸的槽線，即仍有東風波之特性，足以使東沙島 (Pratas) 在三十一日及一日發生大雨，西沙群島 (Pattle) 正位於低壓路徑之南，普降雨二十六粍，在越南的東海岸順化(Hue)，則因受擾流之影響而產生十粍之雨量。

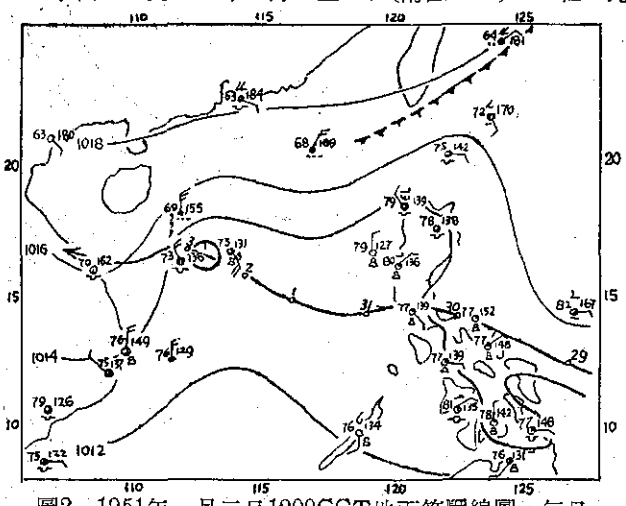


圖2. 1951年一月二日1200GCT地面等壓線圖，每日低壓中心位置係根據0000GCT所在位置，予以標示。

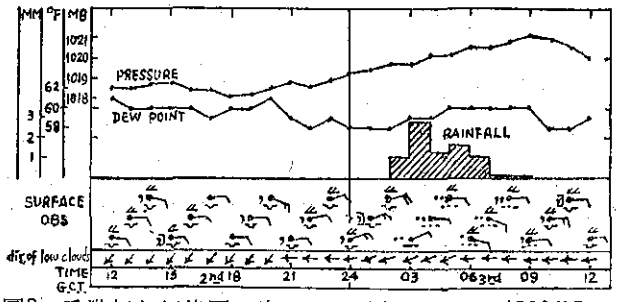


圖3. 香港氣象紀錄圖，自一九五一年一月二日 1200GCT 至一月三日 1200GCT，氣壓已經日變化 (Diurnal Variation)之修正，雨量係按每小時降水量塡入。

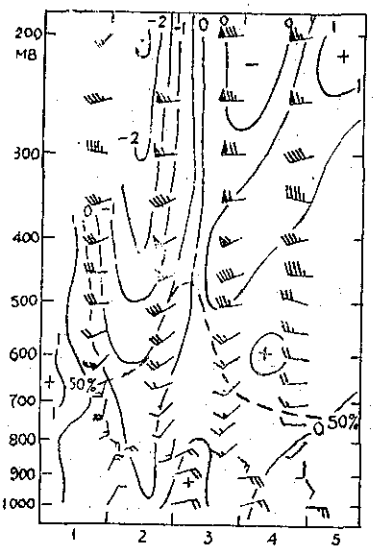


圖4. 香港1951年一月一日至五日時間剖面圖。

香港的地面觀測(圖3)，曾明顯的指出有東風槽向西通過，在二日2100GCT，低雲方向由東北轉東，係在最低氣壓紀錄之後二小時發生，稍後即開始降雨，在此過程中，800 mb 以下伴有東北風之順轉

，並有一個氣壓高度值的最低值經過當地（見圖4）

與東風槽的同時，在極方西風帶內，也有一個明顯的槽自西方接近香港，其通過香港的過程，可從圖4內800mb以上的氣壓高度變差線的零線部份表示出來，這條等值線，和二日與三日之間的從800至650mb中的西風最大順轉，即表示在三日0000GCT有槽線正在香港上空600mb處，因爲普通在本地區內，正常的氣流總是西南西比西爲多，由槽線之通過，乃使對流層中部的風向由南南西轉成西南，在對流層上部風向由西南轉成西，當對流層上部一槽線移近時，開始降雨，約在三日0900GCT槽線通過時，雨即停止。

香港二日和三日的探空紀錄（圖5），最低層的一百至一百五十毗當中的溫度平均降低攝氏3度，而濕度則增加，按香港的地面露點溫度，對於平流的溫度變化極爲敏感，由於露點溫度是在穩定的停留狀態，（圖3），可知沒有冷空氣自北方侵入，其變化可能是由於上升作用，因爲將二日的地面層空氣提高，大部是依濕絕熱變化而冷却的（圖5中點線A），此層之平均溫度恰與三日所測得者相近似。

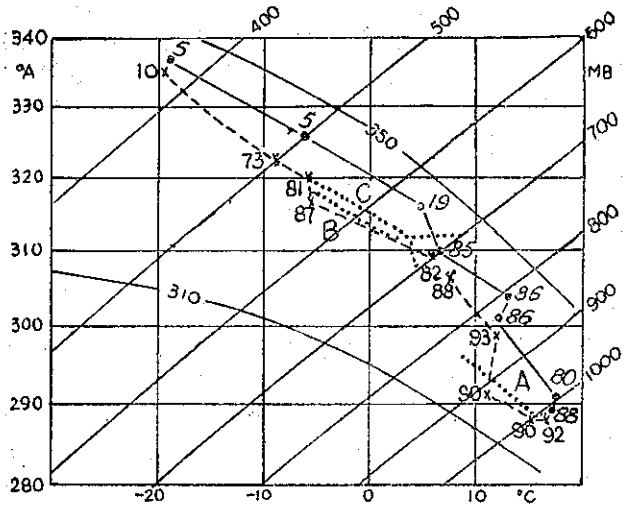


圖5. 香港1951年一月一日0000GCT(實線)及一月三日0000GCT(斷線)探空紀錄。

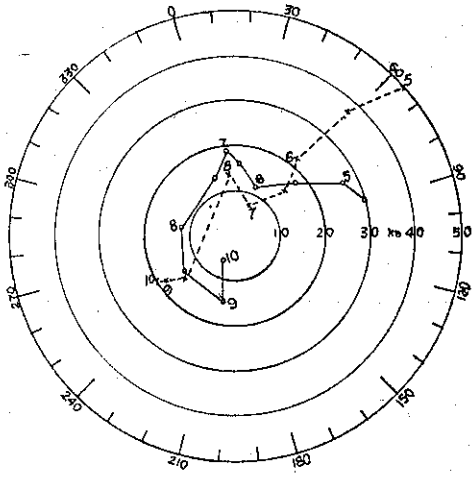


圖6. 香港1951年一月二日0000GCT（實線）及一月三日0000GCT（斷線）雷文探測高空風徑圖，各氣壓層係以百位毗表示。

在磨擦層以上，由二日至三日的溫度變化（圖5），乃由於西風槽的通過，但與從地轉風風徑圖計算（圖6）所得之結果是矛盾的，風徑圖中顯示，在二日0000GCT有暖氣平流，其高度達450mb，因爲在此層中二十四小時之後沒有地轉風的冷氣平流，故可假定在此十二小時之內暖氣平流之繼續至少要使溫度升高攝氏二度，而其實觀測到的是降低攝氏二度，因此欲解釋其溫度之變化，尤其是潮濕層之增厚，必須要歸因於垂直運動，假如非地轉風的水平平流可認爲微小的話，由圖5內可見點線B的空氣，即從二日的潮濕層頂（700mb）自由升高而來，上升不久即遇凝結，乃按濕絕熱遞減率變冷，此空氣在三日必已到達550mb高度使其具有潮濕層頂之特性（雖然其相對濕度稍高）。此種上升作用，在二十四小時內平均升速約爲每秒1.5cm，此數約與其下層的平均輻合每秒0.5×10^{-5}相當，另一方面，吾人可以假定暖氣平流在開始上升之先，已使溫度升高攝氏二度，在此種情況時，其空氣之上升應如圖5中點線C所示，在550與500mb之間即達到與三日實測相同之溫度，故吾人可以斷定，在700mb以上空氣的升高，不論先期有無暖流作用，均可導致溫度與濕度的改變。

因爲這層空氣沒有潛在的不穩定，必須繼續經由上升運動而抬高，其潮濕層不但已加深了至少有150mb，而且還穿過冰點高度以上達70mb，這樣那些冰結的晶體凝結核實有助於降雨的發展，其抬高過程中的穩定度，可由於層狀雲和連綿性雨反映出來（圖3），界面的抬升作用不能用以說明此種實測之變化，因爲如在界面抬升中，其濕度的變化趨向，在920至830mb之間的逆溫層中應該是減小而不是反而增大的。

從上述推論而得之上升運動，可能是由二種因素之重疊使對流層下部產生輻合作用所致：

1. 在南方的熱帶擾動　自十二月中旬以後，比較穩定的季風氣流已佔領了華南及中國海北部（圖2），此氣流爲大陸高壓環流的一部，與環繞於南方擾動，來自熱帶海洋的氣團性質各異，在東風槽內的熱帶空氣，從不伸

展到北緯二十度以北，但由於槽之誘導足以使華南上空800mb以下的東風氣流起了彎曲而明顯的影響那地方的天氣。

2. 在西風帶內的低槽　如假定輻合與輻散對於槽線的分佈是屬正常的話，則當槽線接近香港時，在低層輻合的上空應有高層的輻散，西風槽前部的上升適在香港和東風槽後部的上升互相重疊，因此使潮濕層空氣到達較大之高度。比較任何一種未經重疊的單獨槽所能產生者爲厚。雖然這兩種遇在一起可以降雨，但他們單獨發生則不能降雨，由本例可看出重疊作用使潮濕層增厚的步驟，且有許多例證，在重疊擾動中的波幅是增大的。

香港的天氣在一月四日已經轉佳，東風槽不再有影響，而在西風槽後的沉降加溫，很快的將潮濕層頂高度壓低，(見圖4 50%相對濕度線)。

預報——整個寒季中吹過中國海的氣流下層具有二重特性，在北部者，爲構成大陸高壓環流之一部；在南部者爲副熱帶高壓脊之南的熱帶海洋氣團所構成之深厚東風氣流之一部，南部的天氣，在東風波前方是標準的好天氣，在其後方則呈不穩定；但北部的天氣，尤其是當西風帶中有擾動時，則在槽線的前方若干距離，便現不穩定，在其槽線通過後可能天氣更較惡劣。

在中國海上空的副熱帶高壓脊，很少具有顯明的劃區範圍，而在其南邊向西移動的風暴，經常均不轉向，即使轉向，亦必迅速減弱，而在脊線以北之風決無破壞力存在矣。因爲這些風暴和波動都是作穩定的移行，所以依據它過去的路徑，作外延法的預報，結果必很圓滿，但在十二月和一月間的風暴，當它們通過中國海向西移行時，可能突然過到東北季風侵入而被阻止，其行動即趨減慢而不規則且隨之而被塡塞。

3. 熱帶槽　在寒季中，有兩股大規模氣流控制了亞洲南部及東南部，一股是屬於低緯度的極方西風帶，繞着喜馬拉雅山的南緣然後轉向東北東而越過華中和日本；另一股氣流則顯示源自赤道，從西南或西南西經過印度南部及孟加拉灣，然後速度稍加越過華南及琉球群島。這兩股氣流會合於緬甸、泰國、及越南北部與華南上空。作者 (Ramage, 1952) 曾指出此等地區在寒季中發生乾旱現象，乃是由於在高層有輻合作用而生下沉時其下方必有低層的輻散。

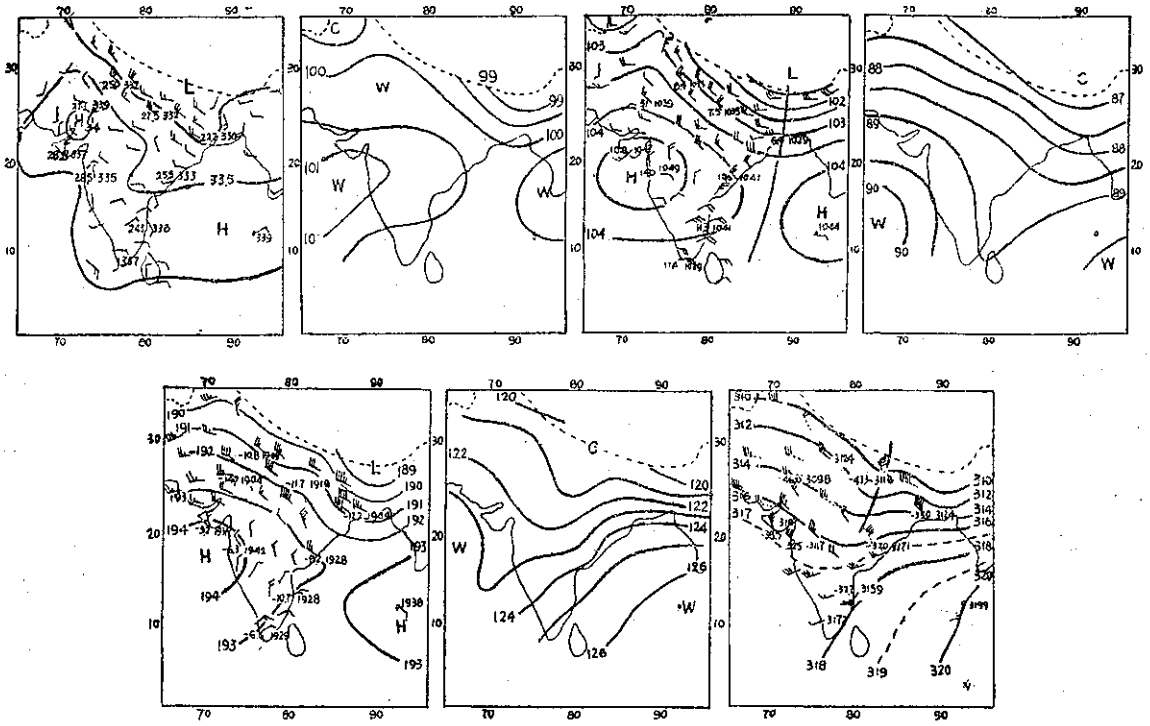


圖7. 1953年三月二十一日0900GCT各層天氣圖，上左至右：900mb等高線；700-900mb 厚度；700mb 厚度；700 等高圖；700 500mb 厚度。下左至右：500mb等高圖；500-300mb厚度；300n b 等高圖，其中有400mb之風，係以斷矢線表示。

圖7是一九五三年三月二十一日0900 GCT 的各項分析圖，代表在冬季中印度與孟加拉灣一帶的正常溫度的立體分佈與盛行風的情形，在這圖中顯示在 500mb 以上和以下的等高線與厚度型式各不相同，在東經九十度附近的槽線，即在低緯極方西風帶的平均槽位置，此槽線殷氏（Yin, 1949）指出係由喜馬拉雅山脈向南突出的反射所致。因爲此槽的軸線幾近垂直，並隨高度而趨消失，故不能認爲與高空的西南風有關，高空西南風至少在印度區內是一種對流層上部的現象，與低層溫度分佈或地面狀態顯然無關。此西南風在印度南部上空的下底約在400mb 附近，因該層風向有極大之變動(見圖14)，在西南風與其下層風向之間有迅速之轉變。

熱帶槽的出發——關於對流層上部西南風之存在和持久目前尚無詳細實說，但可試就該項西南風型式偶而破壞時即顯然的影響到熱帶東南亞的天氣，作一說明，此種西南風之破壞，係由於在無測站的阿拉伯海上有一「熱帶槽」停留或發展後向東移動時所發生，此後我們即稱此爲「熱帶槽」，其向東移動，通過印度南部時，可由高空風之轉變察知。在 500mb 以上，風向由西南迅速順轉爲西北，在此時因槽線過弱，尚不足以明顯的影響 500 mb 以下的風向或其輻散的分佈，而天氣仍屬良好，此槽線則繼續在西南風氣流中向東移動，當其到達東經九十度附近的地形槽區之後，此兩槽似即合併，在合併之後，熱帶槽即不再限制於空氣性質較爲均勻的西南風帶之內，它接收了由低緯極方西風帶所吹來的冷流，即行加深，更重要的是這個合併的結果，使其成爲大規模西風氣流中的一部份，這大規模的西風會橫掃北非，阿拉伯以及亞洲南部諸山脈。

槽之減慢與加深——當此熱帶槽進行時，它常常會加强，在槽線的前部，增進輻合氣流，使泰國與越南降雨。在極多數的場合，這些熱帶槽的加深約都在小亞細亞伊蘭地區內槽線加强後二天，及印度上空高壓脊加强後的一天才發生的。這些相互連繫的事實，指示出在氣流的下游可能有某種方式的能量傳播作用，其程序似與 Rossby（1945）氏所提出者相同。

一個熱帶槽到了泰國或越南，可能停滯一星期以上，其理由在於低緯度極方西風之長波型式。Scherhag（1948）曾製成一幅北半球冬季 500mb 平均高度圖，指出有一極方西風槽位於小亞細亞地區，其他氣象學者（Eolin, 1950, Sutcliffe, 1951）則確認這個槽是因爲當地地形及熱力作用有利於長波槽之存在，可能是泰國和越南在小亞細亞氣流之下游一段距離，這距離常常接近於停留長波槽的波長，其波槽位置約沿北緯二十度，如確係如此，則一個熱帶槽一旦與低緯極方西風槽相結合於孟加拉灣，而當時適有一長波槽在小亞細亞，則此熱帶槽勢必減慢。氣象學權威（如Haurwitz, 1940; Petterssen. 1952）未同意應用計算停留波長的公式於有限度的氣流之內，故現時尚無法使用計算法來檢驗上述結論是否正確。

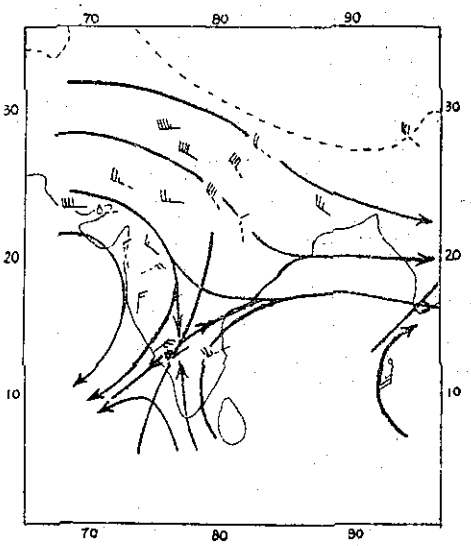


圖8. 1953年三月二十三日0000GCT 300mb氣流圖

當熱帶槽在泰國或越南停留時，副熱帶高壓脊位置即較平時南移的五度，而通過中國海的極面更爲活躍，沿界面上各個波動都有豐富的降雨區向北或東北方延展，且常在琉球南方發展成封閉的地面氣旋，這些活躍的結果，乃是由於熱帶槽的行動，恰如任何一個深冷的槽，在西風帶內一般，在槽線以東高層爲輻散，低層爲輻合氣流；至槽線以西，則高層爲輻合，低層爲輻散氣流，形成若干地面上的反氣旋新生氣流而天氣良好。

槽之減弱與消滅——熱帶槽最後消滅的初步現象，是印度南部上空重復出現西南風，向東北伸展，和低緯度的極方西風，重復建立起一個在高空輻合的正常氣流型式於熱帶槽地區，當槽線衰弱時，副熱帶高壓脊又復向北移，可假定是因爲槽線東方高層輻散減弱之故，極面也向北移，此時界面上的擾動路線則橫過華南，大陸南部沿海地區，常爲潮濕多雲的天氣，但無降雨，熱帶槽也常常在其原地消滅，但如遇小亞細亞的低緯部份的槽業已開始東移時，則此槽亦可東移，副熱帶高壓脊向北移至其正常之位置，則天氣回復正常。

月變化——此種情況在每個寒季內可能有三次至六次，但在一月中旬以前發生者不多見，此後便逐漸增加，成爲這帶乾燥地區中三四月份主要雨量的產生者，這種現象發生的月變化，可能是由於季節的改變，在印度的西部和南部上空西南風勢力破斷的頻率增加所致，其理由則尚未能完全明悉。

舉例，一九五三年三月二十一日至四月三日（圖7—18）——在這段時期開始時，即因爲有一個熱帶槽向東移動，橫過印度南部，使高層的西南風破壞，這槽線和孟加拉灣上空的赤道東風波相重叠，當它移到泰國時即行加强，同時在副熱帶的高壓脊已減弱，在越南上空的熱帶槽吸進一個在香港附近原已退却的低槽後，立即成爲一個停留槽，滯止於越南海岸之外，在此槽線以東，有低氣壓在中國海的極面上生成，並發生廣泛的雨區，此種情勢的顯著現象可綜合的分述如下：

上層西南風　在一九五三年三月二十一日（圖7右下方），西南風控制了印度南部及孟加拉灣，並與較北方的

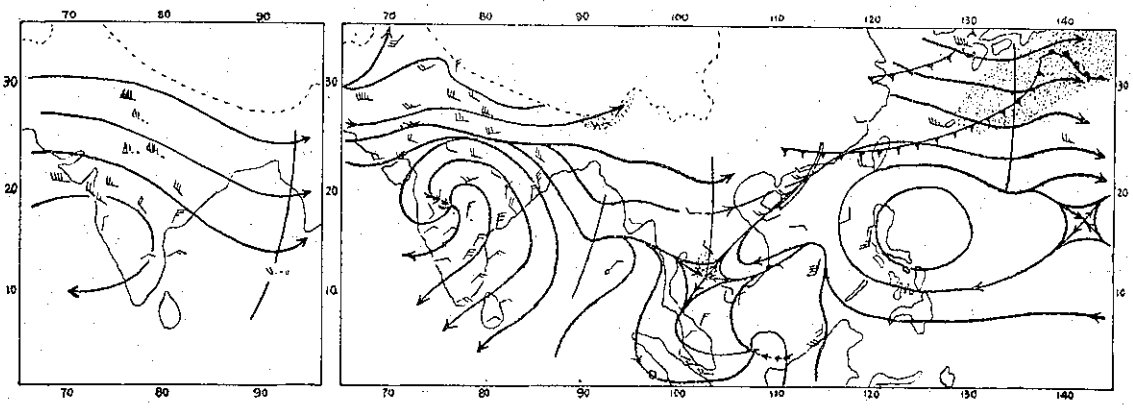


圖9. 1953年三月二十五日天氣圖：左：0000GCT300mb氣流圖。右：0000-0300GCT700mb氣流圖，雙線表示300mb槽線位置，有熱帶槽穿過孟加拉灣，斷矢線表示中心48小時來之移動。

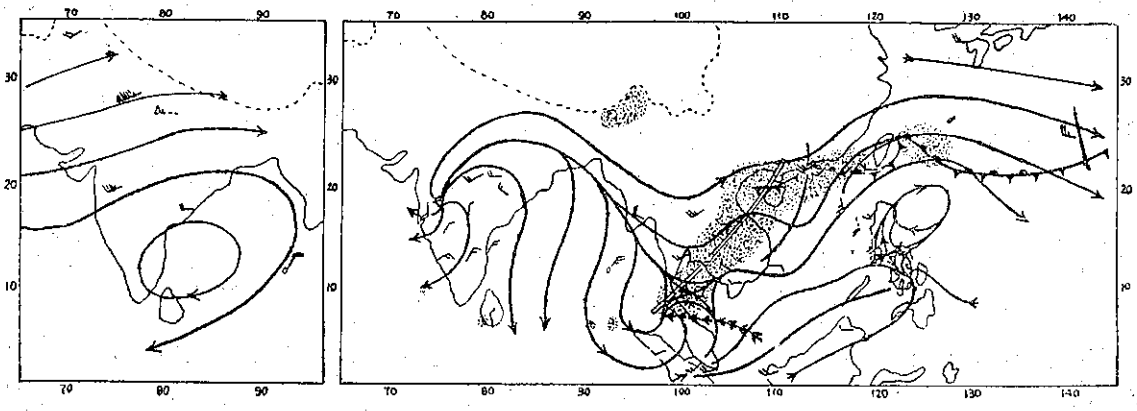


圖10. 說明如圖9. 惟日期係1953年三月二十七日，熱帶槽位置穿過越南。

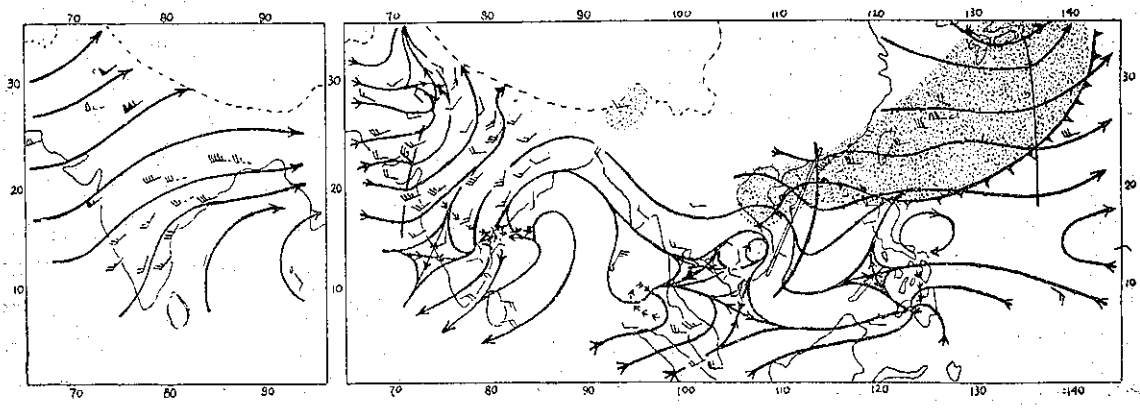


圖11. 說明如圖9. 惟日期係在1953年三月二十九日，熱帶槽穿過中國海西部。

極方西風相會合，此會合地帶即在低層副熱帶高壓脊的上方。在二十三日（圖8）有一個熱帶槽開始將此氣流型式完全破壞了，在槽線以西形成了反氣旋氣流，沒有到二十九日，西南風又復出現於印度南部上空(圖11左)，它們又穩定的向東北伸展，取一張四月二日的圖（圖13左）即可指出它們已重復出現於正常的區域。

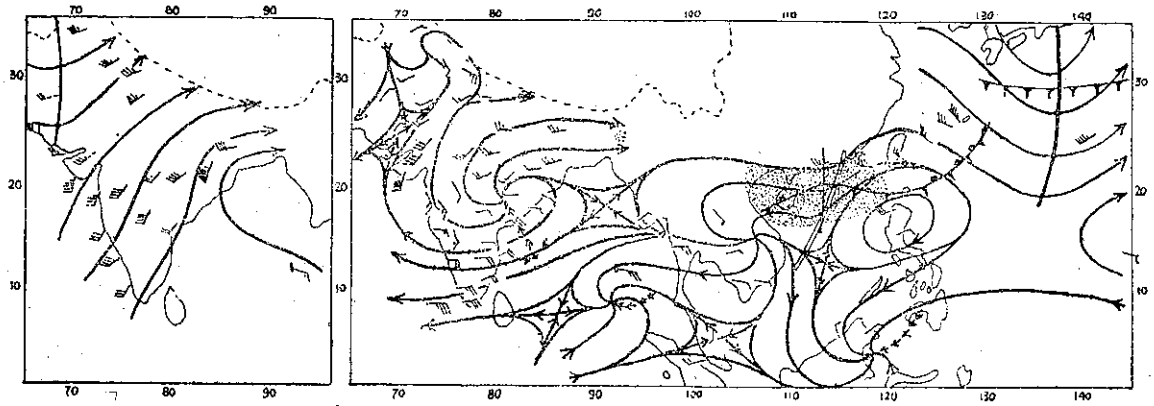


圖12. 說明如圖9. 惟日期係1953年三月三十一日，熱帶槽穿過中國海西部。

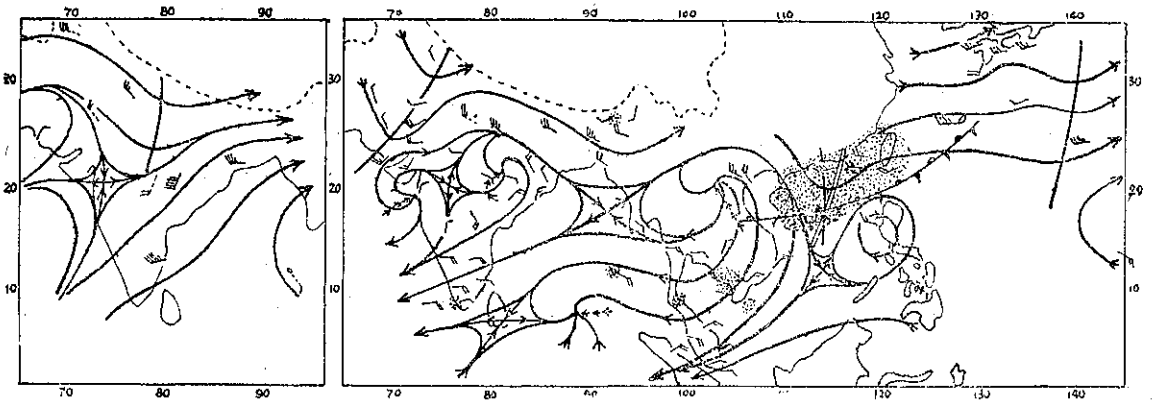


圖13. 說明如圖9. 惟日期係1953年四月二日，熱帶槽穿過中國海中部。

熱帶槽　此槽在二十三日自阿拉伯海東移(圖8)，僅影響印度南部500mb以上的風(圖14)，它既沒有使印度降雨也沒有使安達曼群島降雨，此槽經過伯來爾港的(Port Blair)的時候是在三月二十五日1200 G.C.T.（圖15），在伯來爾港二十六日有新增强的偏北風到達低層，即表示此槽可能已和在北面的低緯度西風相併聯，到二十七日，泰國和越南便發生廣大的雨區(圖10右)、西貢上空的氣壓高度也下降並使西風層底降低(圖16)，這是表示槽已加深。這時的槽僅作緩慢的向東移，此槽線在二十七日經過香港向東，隨後整個對流層的風向都成順轉(圖17)，在西貢方面槽線是在二十八日一早過境的，只在對流層中部發生風向之順轉，但在400mb以上風向又反轉，然後又轉成東風，這樣似乎是在倒退而且可能在對流層上部已形消失，在二十七日之後，650mb以下的熱帶槽停止東移並倒退至香港以西(圖17)，然後又停止，其縱軸隨高度向東傾斜，延伸方向自西南至東北，從越南之東以至香港附近，槽線以東之沉降逆溫消失，槽線以西有沉降現象，天氣良好，在西貢之西風衰弱(圖16)，顯示二十九日槽已開始減弱，當印度南部高空之西南風向北伸展恢復高層輻合的正常型式之際，此槽線之減弱一直在繼續中（圖13左），最後此槽線在二日向東移過香港，該處天氣即轉晴朗。(圖17及18)。

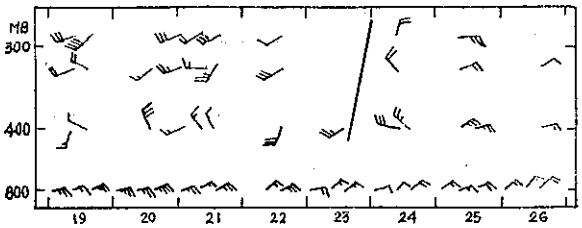


圖14. 馬達拉斯(Madras) 1953年三月十九日至二十六日時間剖面圖。

能量的轉移　在三月二十四日沿東經五十度發生低緯與中緯槽的重疊，在二十六日，北印度上空已建立起高層脊線，第二日在熱帶槽線以東便發展成廣大雨區(圖10右)，表示槽已顯然加強。此種情況可能是能量之向下游轉移，乃由於小亞細亞方面槽之重疊而獲加強所致，其移動的速度爲每天二十度經度，頗與Rossby(1945)的公式所計算出的北緯二十五度處之數值相符，$C_g = u + 1.7\ (L^2)360$，式內C_g爲波群速度，u爲基本緯流速度，L爲長波之波長，其距離以經度表示。在印度西部，300mb高空之持久西南風，重疊於一個停留的低壓上方(圖11及12)，表示沿東經五十度的低槽係停滯而活躍的。在三十一日西方槽的低緯部份開始移過印度(圖12左)繼續減弱，很快就變成爲不顯著的力源。

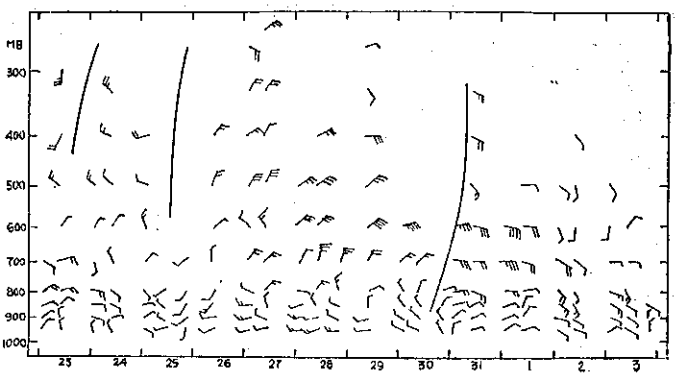


圖15. 伯來爾港 (PortBlair) 1953年三月二十三日至四月三日時間剖面圖。

極方西風槽　在三月二十一日有一微弱槽在低緯西風中向東移動，通過北印度(圖7右下)，槽之南端於三月二十三日2100GCT通過伯來爾港(圖15)，使500mb以上的風轉向，但無雨，以每小時約二十五浬的速度向東移，在二十五日槽漸近香港，該處氣壓高度(圖17)首先減低然後復升。雖然風向未有順轉，惟推測此槽已到達遙對小亞細亞槽爲穩定波長之地區，然後又行倒退，之後，它可能是被一個移近越南的熱帶槽所吸引進去了。

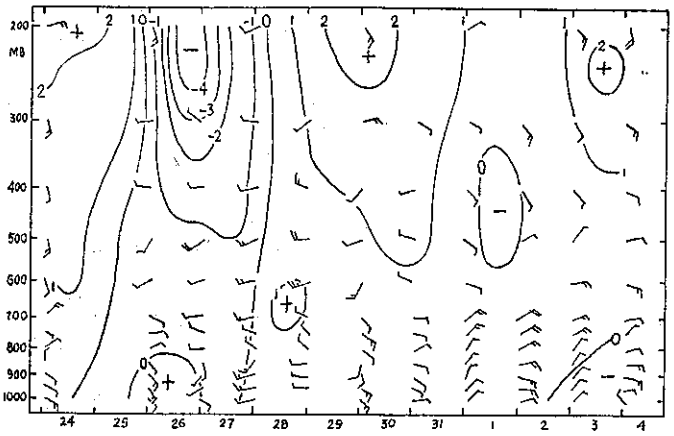


圖16. 西貢 (Saigon) 1953年三月二十四日至四月四日時間剖面圖。

副熱帶高壓脊　在二十一日，700mb層之副熱帶高壓脊位於北緯十九度，顯示沒有中心區域之結構，到二十五日(圖9右)就分裂爲兩個中心，一在印度，一在菲島之東。當熱帶槽增强之時，此二中心向南移動並縮小。其開始復原的象徵可從西貢的時間剖面圖中察出(圖16)。西貢400mb以上的氣壓高度線從二十八日開始上升，這可能是由於熱帶槽的減弱及副熱帶高壓脊向西伸展所致。在二十九日(圖11右)另有第三個中心在越南上空700mb發現，到了三十一日(圖12右)熱帶槽便不再有什麼作用的現象。在這一連串變動之後，普通的高層幅合氣流又告回復原狀，副熱帶高脊又復位於北緯十九至二十度(圖13右)。

赤道氣團之擾動　有時候在副熱帶高脊的向赤道一邊，發生一個低壓區域，類似東風波，慢慢的向西移動，在三月二十五日(圖9右)此種波動進入婆羅洲(Borneo)與馬來亞(Malaya)之間。西貢地方(圖16) 800mb以下東風增強而順轉，且氣壓高度變化爲正值，表示此低壓在二十六日已越過測站所在的經度以西，在二十七日(圖10右)，其西移被阻於安達曼群島(Andamans)之東南。因在彼處北方有一熱帶槽向東移，暫時重疊於此低壓之上，在伯來爾港(圖15)及馬來亞(圖10右及11右)的高空西南風均加強並發生雨區。這些都表示此低壓在二十六日至二十九日重疊後已獲加强之象徵，此種事實，亦與東風波之例相似，在西風帶之槽重疊於東風波之上。在伯來爾港地方，由二十七日至三十日，500mb以下發生强大的東北東風切，這表示冷空氣是在東南方，可能此種重疊乃是由於有冷空氣輸入赤道擾動所致。此後，當熱帶槽向東移去之時，即有大量的寒冷空氣被切斷在安達曼群島之東南。到二十九日，此種赤道擾動又恢復其活動向西移去，其槽線係在三十日與三十一日通過伯來爾港，曾有雷雨發生，風向順轉(圖15)，至於馬來亞則風力低減(圖12右)。

中國海上的極面　在二十四日和二十五日有一冷面經過中國向東南移(圖9右)，此冷面經過香港時情況正

常，當地二十五日天氣由良好有輕霧而轉成增強之東風，雲量增加（圖18），在正常情況之下，中國海上的極面位於高空西南風之沉降區下方，都是很微弱而不活躍的。在冷流隨强烈的季風侵入後，偶而亦可發生對流性陣雨。沿極面上則雖有從北方下來的新空氣，但無上坡運動或降雨，當熱帶槽到越南時，一般現象的分佈是這樣的，在一九五三年三月二十六日 0600GCT，香港氣壓開始下降，露點上升，中雲出現(圖18)，在南方的界面上發生波動向北推移，表示在接近的槽線前方高空輻散作用已甚顯著，在此波動繼續發展之中(圖10右)，香港氣壓繼續下降並開始下雨，暖面部份的前方有強烈的雷雨，在三月二十七日0900GCT(圖18)通過測站，十二小時以後冷面過境則無降雨，因此後測站在槽線以西（圖17），高空的輻合氣流阻止了雲之產生。此極面仍繼續活躍着，香港又連續經過三場暖面雨，日期是在三月二十八，三十及四月一日(圖18)。此等情況與第一次不同，在第一次時，界面從未到達測站地面，其波動係在南方向東移去的，極面在更東部亦甚活躍，在二十七日，臺灣北方生成一個波動低壓（圖10右），在其向東北移時更增强了。當熱帶槽在二日向東移去之後（圖17），此極面便消弱以至於沉寂。

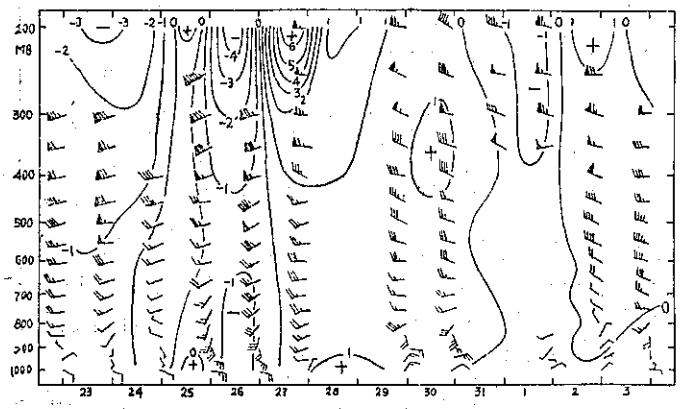


圖17. 香港1953年三月二十三日至四月四日時間剖面圖。

上述例子所表現的，雖不能明知熱帶槽的起源，但它們可能是在印度產生的，而在其向下流移動中，可使天氣隨之發生變化，高空的西南風似乎有主要的影響力，當西南風系統被破壞時，即出現一個熱帶槽，當西南風回復原狀時，熱帶槽便歸消滅，在熱帶槽活躍時，僅與中緯度的長波主槽有緯度上之差異。此波動的產生因爲在低緯度之故，並不具有像那北方波動中的合圍環流，但它們有助於所有其他波動的降雨。

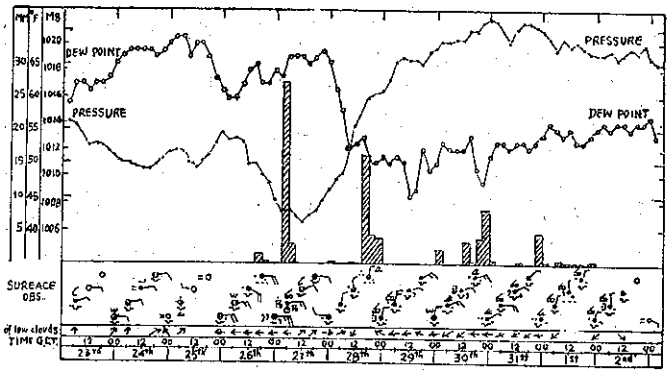


圖18. 香港1953年三月二十三日至四月二日氣象紀錄圖，氣壓已經日變化修正，雨量係按每三小時內降水量塡入。

預報——熱帶槽的預兆僅限於對流層上部，故需要有一張適當區域的 300mb 高空圖，並以時間剖面圖爲補助，藉以推知其存在及向東之移動。當此槽經過東經九十度以東時，在小亞細亞之槽即行加深，繼之在印度的高空脊加強。這樣就是警告你在二十四小時內熱帶槽有加深之可能。

副熱帶高脊以北，槽線以西各地區天氣晴朗。而當槽加深以後，在槽線之東的極面區內即有降雨，其影響地區之廣濶及强度，須視界面上擾動情形强弱而定，此等擾動最容易從雨區來判定其位置及移動路徑，因爲它們對地面的東北東或東北風氣流方向可能不發生轉變的影響。

印度南部高空的西南風重復出現，預示熱帶槽即將衰弱，當西南風接近喜馬拉雅山脈南面的極方西風時，高層輻合即將加强，槽線的消滅可以預知。

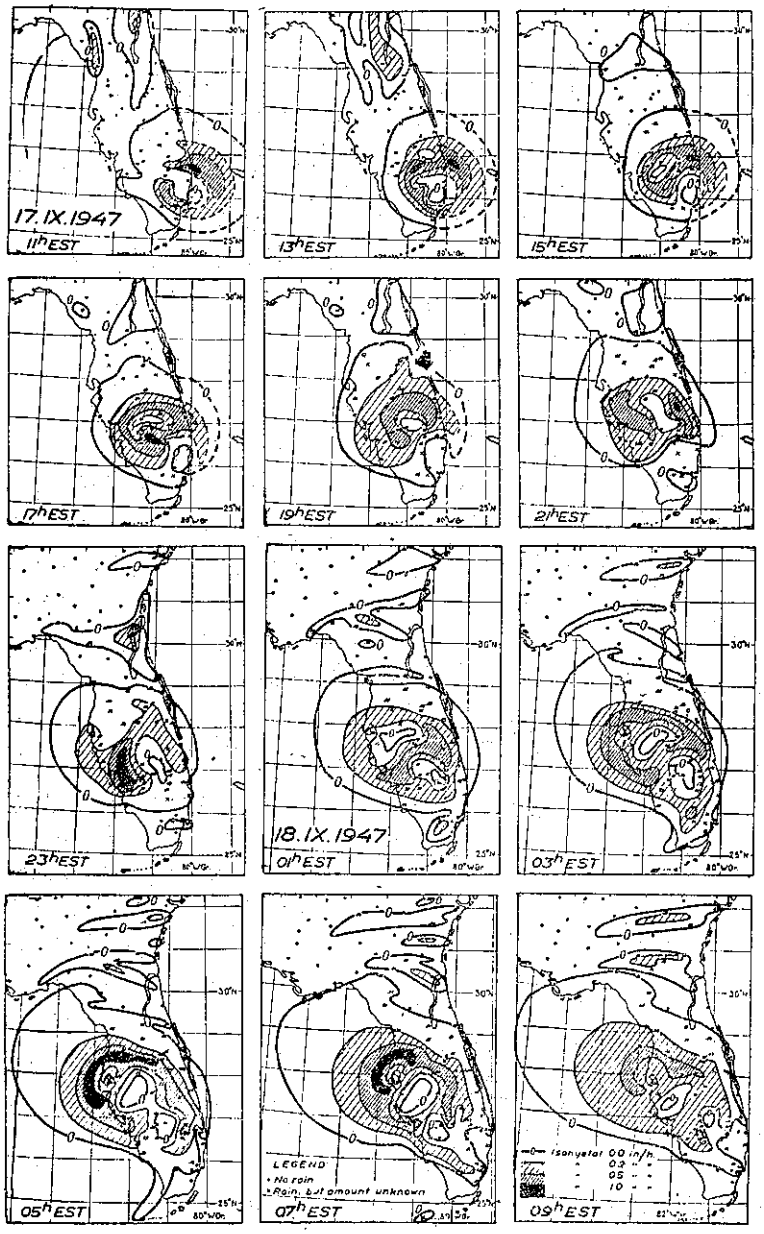
直到二次世界大戰爲止，遠東天氣圖範圍沒有超過中國西部的，其後雖增加若干區域使包括印度，但仍嫌不足，因在近東方面發生變化，由於能量之轉移關係，可能顯示出在四十八小時內遠東天氣的演變。（完）

熱帶氣旋問題之研討（續）

T. Bergeron 原著
亢 玉 瑾 譯

八 颶風中降水與上升氣流之分佈

幸賴美國氣象局各雨量站之逐時觀測，作者始能對上述颶風，自十七日經過佛羅里達州開始，繪製其降水强度圖。爲求得關於此種降水機構之確切結論，乃採用一種特別分析方法：卽將各銜接之分佈圖，不斷重覆相互調整，以期能與其移動與發展之情形相一致。



第十圖 1947年9月經過佛羅里達州之强烈颶風，每小時雨量圖。
（第十、十一、十二圖中・代表無降水）

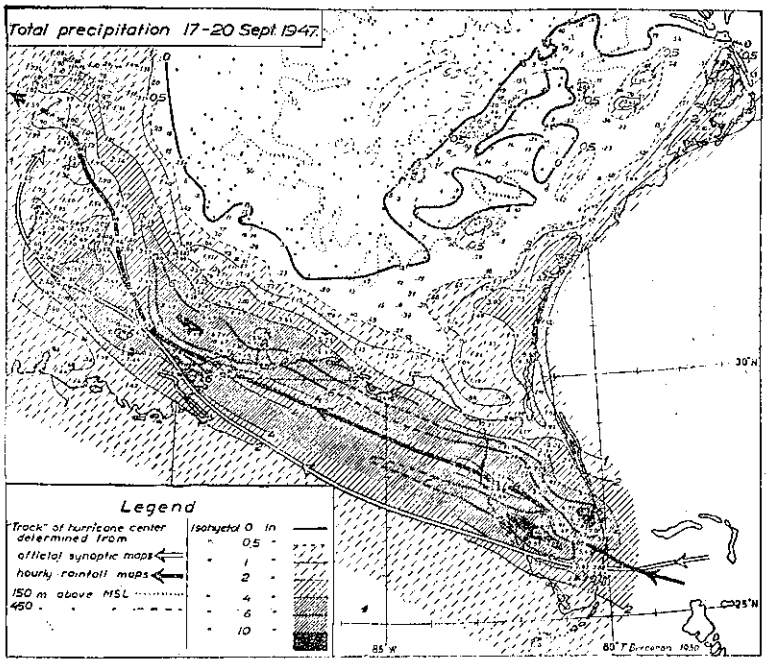
圖十中之逐時雨量圖中，幾乎均有圓圈形或中空形之雨區，中心區無雨或僅有微量降雨。最大降雨強度，介乎每小時0.5吋與1吋之間。圍繞中心之降雨强度，分佈並不均勻，當颶風經過佛羅里達州時，最强降雨地區，向各不同地區迅速轉移。

若假定中間之無降水地區，卽係颶風之中心——眼，則可獲得追踪颶風路徑之新方法，較諸根據天氣圖者，更爲詳盡而可靠。因天氣圖上之測站，較雨量站爲稀少，且當重要關頭一測站又每被迫停工。例如 Palémn所求得之颶風路徑（根據官方天氣報告，其中佛特梅耶斯（Fort Mayers）站，因風暴正在侵襲無報告），與利用雨量圖求得者，卽有顯著差別。根據雨量圖可看出，颶風經過佛羅里達州之實際路徑，在 Palmén 所繪之路徑北方一百至二百公里。

當此颶風，自佛羅里達州，經墨西哥灣，至密西失比河之四日期間，可重繪其總雨量圖。利用內插法求得之佛羅里達與密西失比河谷間之雨量圖如圖11。圖中有明顯之跡象，表示圓圈形雨區經過之地帶，一如吾人所期者，有二平行之强雨帶，最大雨量約5至10吋，爲一雨量小於3吋之地帶所分隔。

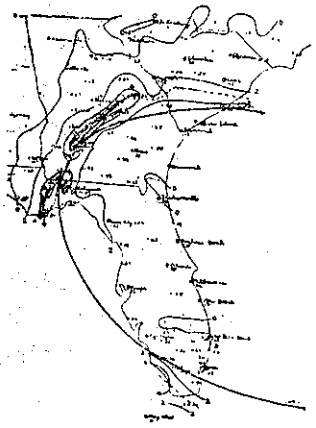
根據圖十一，可證明颶風自墨西哥灣登陸，進入密西失比區，較諸原定之路徑，頗爲偏北。此種偏差，可利用作者所繪之九十六張逐時雨量圖，予以部分解釋：當颶風行進時，主中心外圍之副中心，每逐漸取主中心之位置而代之。原有之主中心，反逐漸消失。此種過程亦可說明何以熱帶颶風，發展與進行時，每有不規則現象。此種現象，時有發現，並有多數作家，不斷研討。

E. M. Brooks 對於一九四一年十月五日至八日，穿過佛羅里達州，西北行經墨西哥灣，到達喬治亞(Geongia)州之颶風，曾繪佈類似十一圖之雨量圖（如圖十二 a）。由之雖不能看出双雨區現象。惟若用另一種方法表示，該圖可繪爲圖十二b，主要中心之路徑，在阿帕拉奇灣(Apalachee Bay)與北佛羅里達區，較爲偏東。最低限度，在喬法亞州，有双雨區現象，若有更週密之雨量站，此種現象，或可更較明晰。

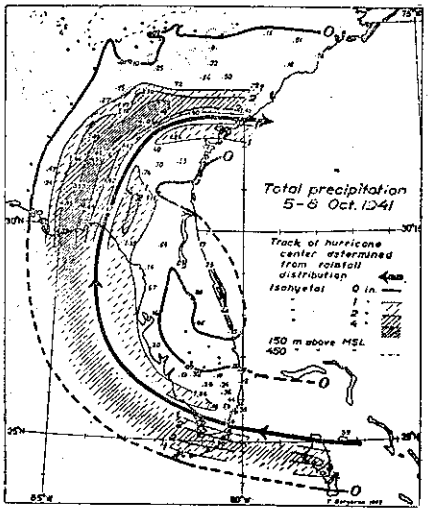


第十一圖　1947年 9 月美國强烈颶風，四日中之總雨量圖。

在模型颶風中，假定距中心二百公里處，地面上空氣流向中心速度 $V_{io}=7m/sec$（相當於 $V=14m/sec$，$\alpha=30°$ 參閱第五節）；向內流速隨高度之減小，與輻散隨高度之減小相同（詳第六節）；再對流入空氣之水汽含量，作合理之假定（流入層之平均值等於20g/m³，大約相當於九百公尺高度處之數值），可算出流經風暴之水汽總量 $m_W \cong 1.8\times10^5$ ton/sec$\cong 6.4\times10^8$ ton/hr 或 15.5×10^9 ton/day。



(a) E. M. Brooks 所繪



(b) 作者重新繪製

第十二圖　1941年10月佛羅里達州颶風總雨量及其路徑圖。

Longley (1948) 研究一九四六年九月間佛羅里達州之颶風，求得雨量 $m'\cong 7.3\times10^9$ ton/day。根據十一圖，一九四七年九月佛羅里達州之强烈颶風，雨量 $m''_R\cong 5\times10^8$ ton/hr亦即12×10^9 ton/day。

假定此二次颶風，與模型颶風相差不多，雨量與水汽含量之比 $q'=m'_R/m_W=0.5$；$q''=m''_R/m_W=0.8$ 顯示進入颶風中之水汽，僅有部分在風暴內降至地面，此與吾人所想像者，完全相同。以下各項係造成此種結果之主要原因：

(1) 空氣可能被運移，即風暴中心上升之潮濕空氣，與其週圍之高層乾燥空氣，因擾動作用，發生交換。惟在颶風中，有二項原因，使上升氣流，不易與乾燥空氣大量混合：即颶風雲系以外區域，降水能潤濕空氣，故可阻滯上升氣流與乾燥空氣，直接接觸；雲系中暖空氣漏斗狀附近之逆溫層，亦具有此種作用。

因之，運移之影響，不致十分重要。降雨較水氣含量爲少之主要原因，乃係：

(2) 自颶風雲中降落之雨水，在未到達地面前，即行蒸發。

(3) 風暴外圍地區，下降空氣中雲之蒸發。

(4) 未經凝結之水汽，在颶風區上空輻散。

(5) 反之除因 v_{io} 携帶水汽，經半徑二百公里之圓柱體外壁進入颶風外，在該圓柱體內，O_1 仍可供給空氣

及水份。在 O_1 外圈，因下沈作用，空氣確屬乾燥，但當抵達上升區時，由於雨水蒸發與因擾動自海面吸收水份之故，空氣已幾近飽和。此足以解說何以 q' 與 q" 之值，接近最大值 (1)。

如欲估計 m_w 之總量，必須計算上升區外，流入之空氣。惟該處 α 及 v 之值，更不確悉。如採用 Haurwitz (1936 b) 之數值，於 r=40km 處，$\alpha=17°$，則 $v_{wo}=40$m/sec，$v_{io}=9$m/sec。設其他假定及數值等，均如前述，則$m_w=20\times10^9$ ton/day，而 $q_1'=0.37$，$q''=0.48$

E. M. Brooks 以另一種方法，即應用輻合值 $C_m=v_{io}/r$，並假定降雨量由近地面之輻合層與高空輻散層空氣中比濕之差異所決定（約爲20g/kg 與 5g/kg）。而求得一九四一年十月佛羅里達州颶風之有關數值，與前述結果，大致相符。此法對 (3) 及 (4) 之部分損失，予以計及。由之求出一九四一年十月佛羅里達州颶風距中心不同地點之降水率，在 100km < r < 135km 地區，與實測數值，頗爲符合，在半徑較短處，其值則嫌過高。

此種偏差之原因，已爲上述。至於偏差何以並非均勻，乃因各地之輻合與降雨率，並非完全符合。蓋氣流並非垂直上升，致在輻合及上升氣流區域，降雨反較少。可參閱第五節與第九圖。

模型颶風中，半徑一百四十公里以內地區，上升氣流之總括數值 $\overline{W}$ 約 0.15m/sec，較之同一雨區之假冷面（如圖五），下降氣流之總括數值，尙爲微小。Brooks求得當 r=135，100與50km時，輻合總括值分別爲$\omega=0.02$，0.03 與 0.09m/sec。

欲求颶風中之上升速度，必須計及上升區域之確實範圍，假定大部上升氣流，發生於半徑爲十五公里至三十公里之環形地帶以內，如此則模型颶風中之，W=4m/sec，與 Deppermann 求得之值 5m/sec，極爲近似。

類似圖五之假冷面，下降氣流之總括值 $\overline{W}$ 約 -0.3m/sec，但若假定 W 大部集中於最强雨區（僅爲全面積百分之十至二十），下降氣流速度，約 1—5m/sec，與眞正颶風中上升氣流之速度相埒。因之既使純粹就其運動境況 (Kinematic Circumstance) 而論，亦可顯示颶風內之 O_1 環流與假冷面者，極爲相似，在颶風過程上，有決定性之影響。當 O_1 與 O_E 併同作用時，颶風渦旋，得賴以維持，反之則不可能。

九 颶風之形成

每當颶風季節，赤道面移至其可到達之最高緯度，地球偏轉力乃最大；輻合於該地帶之二種熱帶氣團，通常至少有一種較海面爲寒冷，此二氣團，乃在赤道無風帶，發生垂直伸展 (Stretch)。以上二項，均足以增加輻合空氣之不穩定。海洋西部，此種情況，較爲顯著，若屬深厚氣壓槽所在地區，則更爲强烈。因之上述地區，最利於發生熱帶颶風。惟主要問題，仍未獲得解答，即在此等連續大雨區域，何以未如假冷面之情形，大規模之氣旋，開始時即被滯止——至少在下層應如是（參考圖 8 c, d 與 f-h）；以及颶風渦旋，如何加强？

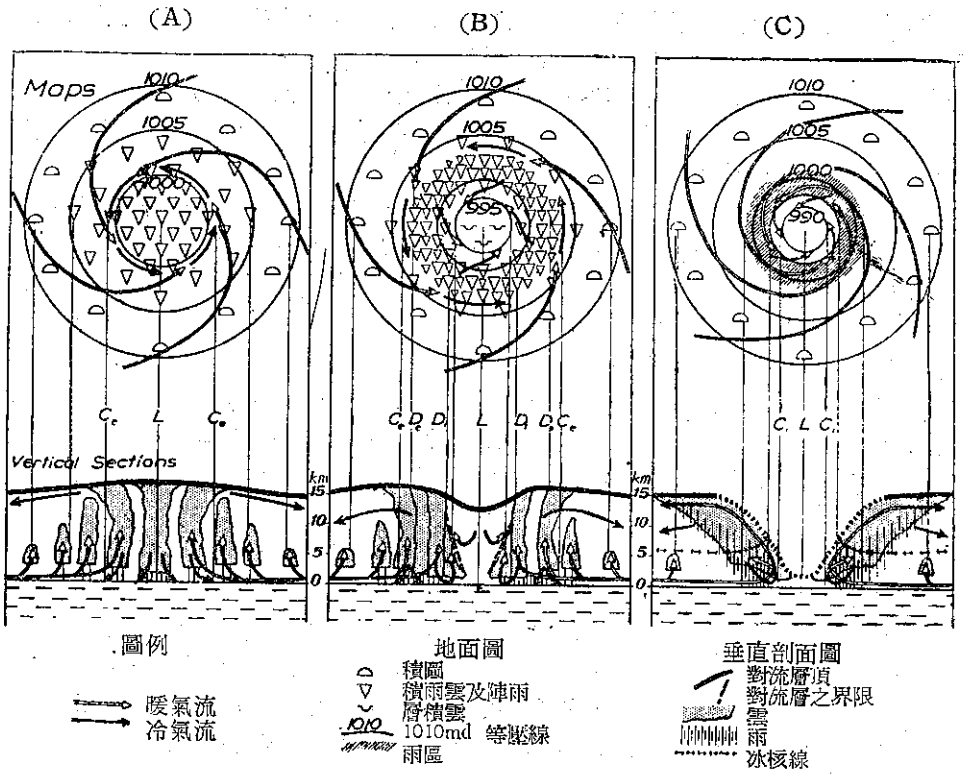
圖十三表示其可能之過程，假設有一發展良好之熱帶低壓，其中心之不穩定程度，輻合與上升推動力，當屬最大。因之該處最先形成積雨雲，且將繼續發展，如圖十三A。

此種現象，若發生於陸地，且無任何外力，改變其放射型之對稱性，則最後可能變爲圓形假冷面，而有明顯之反氣旋環流，圍繞於中心高壓，如圖八 d。摩擦層內之空氣，受降雨冷却之影響，減溫至濕球位溫 θ_w，其值較諸上層者，乃明顯降低，雖有因摩擦而致之向內氣流，亦不能再升入低壓中心上空，因之低壓乃迅爲衰退，甚至轉變爲淺高氣壓（參閱十一節）。

溫暖海洋上之情形，則與之完全不同，由於對流作用，海水可以無限止供給熱量，而使海面溫度，幾乎保持不變。既使在雨區中，颶風下層空氣，因進入低壓區而膨脹冷却，其氣溫仍能保持27°—28° C。亦即擾動層內之膨脹與降水冷却，不能發生較大作用，因之無顯著之中心高壓——最多有微弱下降氣流，在空氣下層，自最大雨區，向外水平擴展。反之中心氣壓減低愈甚，流入空氣之濕球位溫(熵)，愈形增高。加以海面摩擦力較小，同樣能量，在海上較諸陸地，可維持一較強之氣旋環流與較深之低壓。

在溫暖海洋上，氣旋可如下述之過程以及圖十三(B)—(C) 所示之情形，發生逆轉 (Inverting)，但在陸上，則不可能。

低壓內部下層，因受大量積雨雲下降氣流之影響，既使在海洋上，最初亦可能發生微弱之逆環流，其結果乃形成外輻合地帶 C_e 如圖十三(A) 所示。此輻合即係外圈因摩擦而致之內流與具有向外分力之降雨氣流所造成。向內氣流愈發展，低壓愈加深——可能與其上空之輻散有關，如 Riehl 一九五〇年所解述者，更助之以雲量增



第十三圖　颶風形成時之想像機構：（A）對稱性熱帶低壓，中心具有最大不穩定；（B）低壓中心週圍已發生不穩定雲；（C）低壓已發生逆轉，並加强爲颶風。

多之影響——摩擦層內之氣旋型渦旋，氣壓梯度與向內氣流，乃愈形增大。當其超過某一數值時，自擾動週圍進入之空氣具有較大之氣旋型角動量，乃突破降雨氣流輻散地帶之外圍 D_e 而與內部之一支 D_i 相會合，擾動因之逆轉。在該階段中，風暴中心下層之渦度，乃急劇增加，對流層頂亦被吸引下降，如圖十三（B）與（C）。上述推論，可由 Sawyer（1947）之颶風生成學說中，獲得部分支持。

上述階段以前，因低壓中心對流層內空氣柱之下降，與下層之向內氣流 D_i，可能已形成內部分界地帶，其坡度可能尚較對流層頂造成之漏斗狀壁爲峻削，最後即變爲暖空氣之眞正界限。

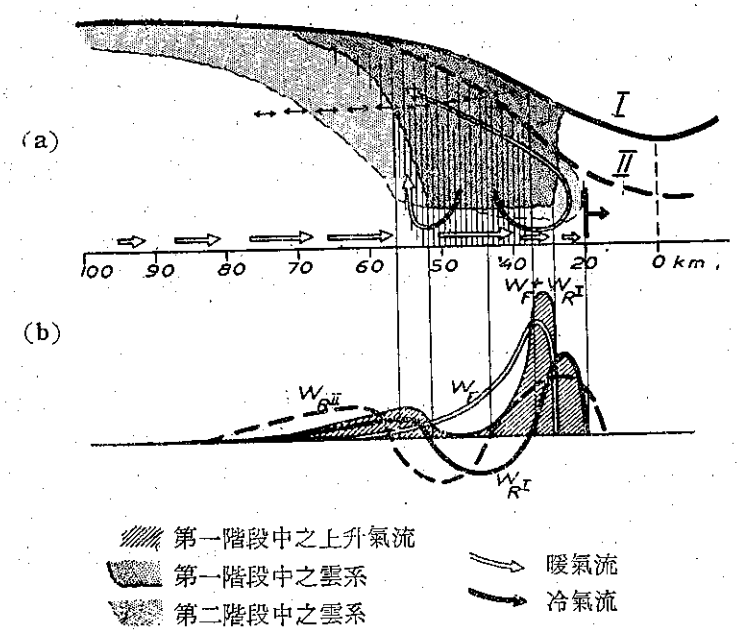
上述逆轉過程，爲氣旋生成之重要階段，至屬顯然，惟其解釋，仍未達於盡美盡善之境界。達成該階段之機會，頗爲稀少，故雖在圖一之源生地區內，仍非經常發生熱帶颶風，其理由卽在此。Emon（1946, 1948）曾撰著專文二篇，描寫彼在馬達加斯加經歷之流產（Abortive）熱帶颶風，頗爲值得注意。

假定逆轉係屬可能，則此逆轉情形，惟有當流向低壓之空氣，雖受强雨與膨脹冷却，其溫度仍能大致近似於海面溫度時，始能保持。由於空氣膨脹之關係，熵將增大，最少亦可保持甚高之數值。因之 O_I 與 O_E 均成爲直接環流，而具有相當大之比功率（Specific Power），根據尚未發表之計算結果，其值約爲 10^4 erg cm^{-2} sec^{-1}。由（B）階段轉入（C）階段，可能頗爲突然，轉動速度，必有大量增加，最後暖空氣漏斗狀乃被吸引下降。由此可解釋連續雲系與雨區之形狀與其形成之方式。

圖十四乃表示該種逆轉過程或氣旋生成之想像情形，a 圖中水平箭矢，表示下層之向內氣流，曲線箭矢，表示階段 I 時之降雨氣流及該區以外之補償上升氣流。颶風渦旋中一側之雲系及對流層頂，則係表示先後二階段 I II 時之情形。b 圖中之曲線，表示由下述諸因素而合成之垂直運動（上升下降運動）：W_R 爲降雨氣流，W_F 爲因摩擦輻合而生之上升氣流。W_F+W_R 曲線與蔭影區表示此二項垂直風速之和。圖中數值，均爲正數。

關於颶風生成。可能尚有他種解說，惟其必需情況爲

(1) 地面有適當摩擦且甚均勻之地區。大氣中之垂直不穩定，雖受降雨冷却之影響，仍能保持大量不穩定能



第十四圖 (a) 熱帶颶風加强階段，推想之雲系垂直分佈，
(b) 上圖情形下上升與下降氣流之相對數值。

量。

(2) 具有適量地轉偏轉力之地區。

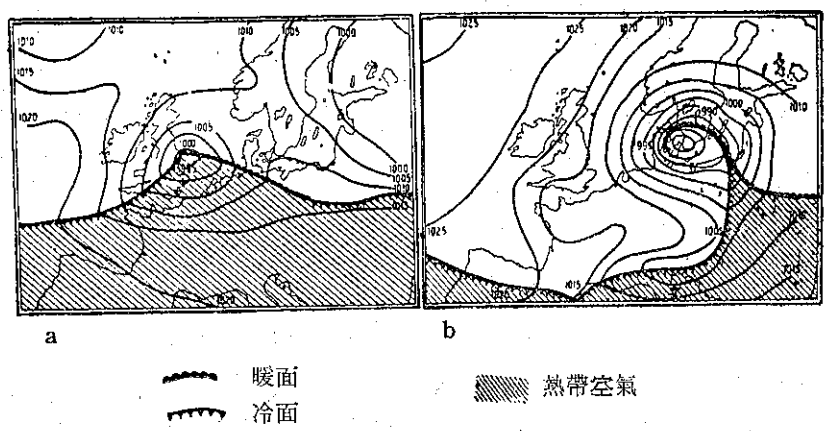
(3) 該地區之最初形勢，利於促成大量空氣之內流與抬升。

十 副熱帶夏季颶風之形成

中緯度偶而發生水平範圍頗小但特殊強烈之擾動，可視之爲副熱帶颶風。此種現象，每可利用歐美之良好地面觀測網及高空觀測，加以詳細研究，所得結果，在某種限度內，可應用於熱帶颶風。

副熱帶颶風發生之季節，普通爲夏季或秋季。熱帶典型颶風及吾人所在緯度之颶風中，雲與溫度分佈，頗爲對稱，因之熱帶颶風係由界面擾動而形成之假定，遭受强力反對。如第九節所云，颶風可能非直接由此種擾動所形成。根據諸多事實，足以支持眞正熱帶或副熱帶颶風，係低壓區之副低壓 (Secondary)，其中已無界面。

茲就有代表性之副熱帶颶風中，擇五實例，敘述如下：



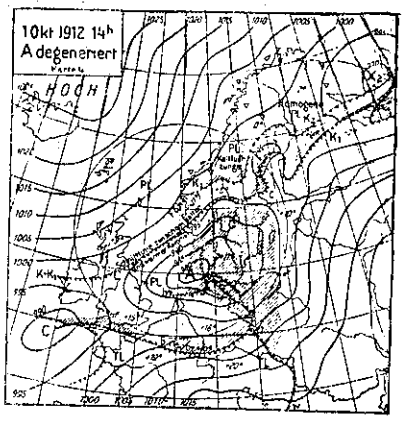
第十五圖 1921年10月22—23日南斯坎底納維亞副熱帶颶風之發展。

圖十五表示一九二一年十月二十三日，到達南斯干地納維亞，荷蘭與北德之著名氣旋，使該區發生九至十二級之强風。前一日早晨，英國有一淺低壓，風力清和，西南歐洲爲廣大暖區所籠罩。推測低壓將東移而趨包圍，且將强烈加深。在此情形下，推想氣壓降低，約爲 1mb/hr ，二十四小時內，可能發生之風力，將不致超過八至九級。二十二日傍晚，擾動中心加深 15mb (1.4mb/hr) ，位於北海南部（圖十五 a），風力增至六級或七級，但尚無强風發生。惟斯德哥爾摩 (Stockholm) 氣象臺，對於瑞典西部海岸，已發佈補充强風與暴風警報。其他被此風暴侵襲之國家，甚至未發佈强風警報。十月二十三日清晨，風暴中心，位於哥本哈岡(Copenhagon)附近，中心氣壓約970mb（參閱十五圖b，此圖與該日清晨所繪之圖，相差甚微），丹麥、斯卡薩瑞克(Skagarak)，凱特薩 (Kattegatt)，瑞典西南部，南波羅的海 (Baltic) 與北德，均位於風暴與颶風之下。風力增加與低壓加深之程度，較正常者强烈一倍。

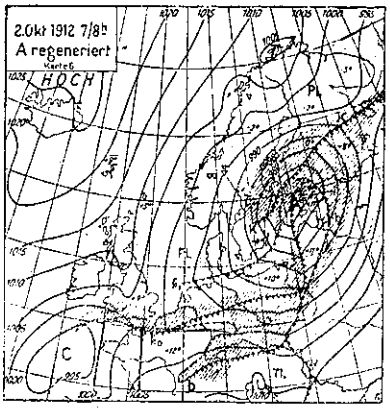
一般均認爲上述現象，係由於十月二十二日至二十三日晚夜，低壓內部，條件性不穩定空氣，發生循序之滑升所造成。低壓此時可能已包圍，四週均係不穩定之海洋極地空氣。由於因摩擦而生之內流——最初在餘留界面上以1：100之角度，微緩滑升——，與空氣之垂直伸展 (Vertical Stretching) 而影響垂直溫度遞減率，致不穩定度大形增加。且凝結面因之降低，儲存之不穩定能量，更形加多(圖二)，故突然間在低壓中心之空氣，可能發生有規律之垂直上升。此種上升運動，於低壓中心開始加深時，當已開始，該時之摩擦內流與氣團之不穩定程度，應已超過某一決定數值。翌日早晨，久特蘭 (Jutland) 已發生空氣傾覆 (Overturning) ，該處强烈颶風，業已爆發。丹麥之雨區，較諸一般包圍氣旋者，範圍爲大，降水爲烈。以上之解釋中，並未計及强雨之原因及其影響。

一九一二年九月三十日至十月二日，曾發生類似之現象，Schroder 於一九二九年，曾加以研究。因時間與國際高空探測日 (International Aerological Days) 相巧合，故彼得到歐洲探測網中之溫度紀錄。十月一日英國中部時間十四時，由於界面波包圍，類似以往情形，丹麥產生中心氣壓 978mb 之低壓（圖16a 中 A 處）。內部呈熱力性對稱，並已開始塡塞(A degeveriert)。雨區呈廣大橢圓形，較諸普通界面造成者，顯屬寬廣，且與低壓幾爲同心圓，此或爲醞釀一種特殊發展之徵兆。此二事實，確示低壓中有規律之上升與傾覆現象，業已開始。翌晨低壓重新生成並加深，如圖十六 b 所示。中心氣壓自980降至963mb，此爲波羅的之極低氣壓，尤以初秋時期爲然。北波羅的海與波斯尼亞 (Bothnian) 海，已發生暴風甚至颶風，霪雨連綿。 Schroder 認爲造成此種發展之能量，並非得自凝結潛熱，而係受來自西北之北極界面 (Arctic Front) 所帶入。鑑於此一再生現象，發生於夜間海上，下述之解釋，似更爲合理。無論如何，上述現象，可作舊渦旋中心，產生意料以外强烈新生渦旋之典型例證。

(a)



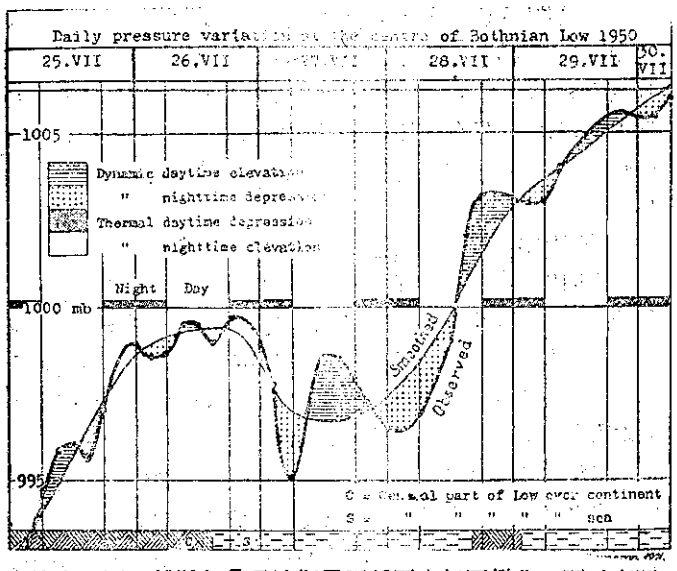
(b)



第十六圖　1912年10月1—2日波羅的海副熱帶颶風之發展。

一九二九年七月七日至八日，歐洲突生之現象，不能再以外加界面能量，予以解釋。七日晚波蘭之低壓，業已包圍，且不致再形加深。中心氣壓在 995mb 以上，並無其他擾動或界面接近。該日清晨，斯德哥爾摩氣象臺，預報風力二至四級，瑞典東部，星期一大部無雨。傍晚預報修改爲「東北風，風力八至九級，普遍降雨」。

翌日清晨，波羅的海氣旋再生，中心氣壓980mb，斯德哥爾摩以外沿海，日間已發生暴風與颶風。



第十七圖　1950年7月波斯尼亞低壓之氣壓變化，顯示夜間海上之氣旋生成影響。

由圖十七可以證實以前之結論，並可對其發生之方式，略窺端倪。一九五〇年七月二十五日至三十日，斯坎底納維亞低壓中心，停留於波斯尼亞海達三日，由於海面過於窄小，故不足以發生再生現象，若低壓中氣團之不穩定能量較小時，更屬必然。因之中心（參閱圖十七中連續三夜情形）之動力夜間低壓（Dynamic Night Time Depression），不能降低於某一決定性數值（約爲990mb左右），氣旋自亦不能生成。圖中之氣壓振動(Oscilation)，顯係受海陸風激盪之影響所使然。

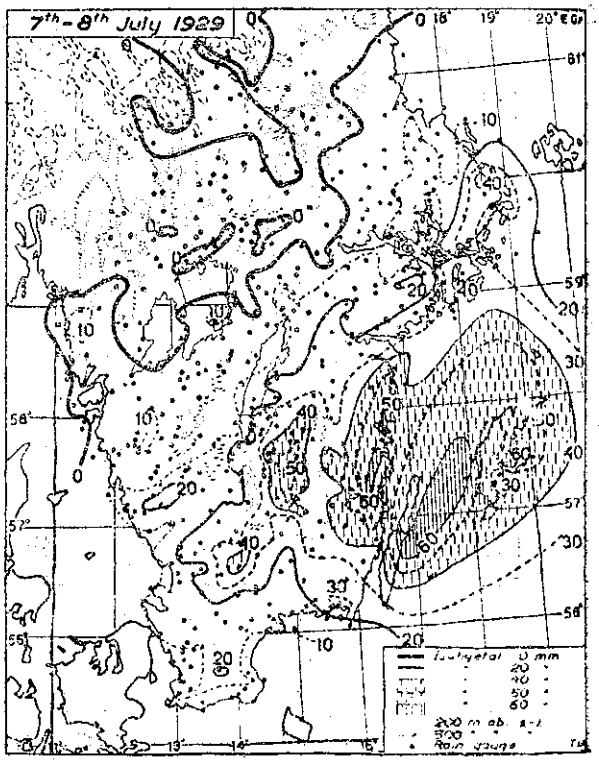
其他二次副熱帶颶風發生於一八八二年與一九三一年，均係七月。如同一九二九年六月之氣旋，係在波羅的海加深，由於發生於夏季，不能再以北極界面携入能量爲解釋。上述之再生現象，以在海面上及夜間，最爲頻仍，因該時該地，空氣最不穩定，可能與熱帶颶風生成時之情形相類似。

以上五實例中，雨量非常强大，雨區廣濶，降水係連續性。一九二九年之風暴，如圖十八所示，自七日英國中部時間八時至八日八時，二十四小時內，南端典雨量，約自 30mm 至 65mm。一八八二年七月十日，薩德托(Sodertorn) 某數地區，二十四小時雨量，竟達100 mm 以上(如圖十九)。此爲一八七三年至一九一〇年，瑞典一日降水之最大數量。

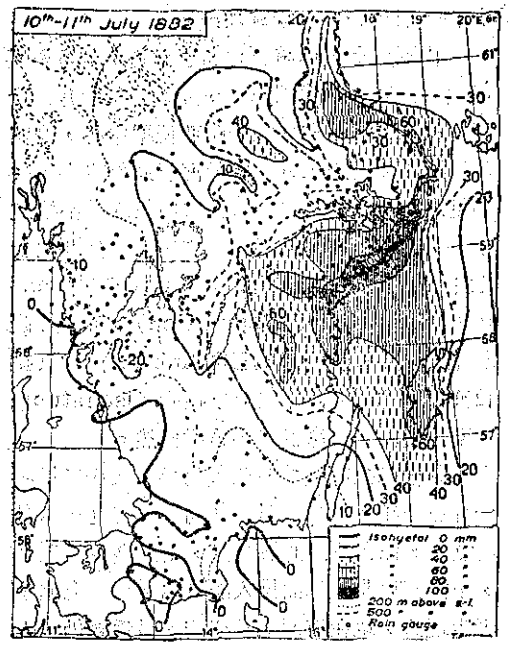
由上述數例中總雨量分佈情況，可看出降雨係由於另一種降雨機構所形成，而非由於普通界面所致，前者能產生遠爲强大之雨量。在現氣候下，因界面而生之降雨，除非加以地形及對流之影響，即使在夏季，强度甚少超過 1mm/hr。十八圖——十九圖亦相若——中廣大海洋地區（北波羅的海、葛地蘭(Gotland) 與瑞典大陸之間）。二十四小時降水，竟超過60mm，亦即每小時2.5mm。至於內陸雨量，反較微少，表示在該整個地區，並無對流及地形作用，參雜其間。此種逾量降水，最可能係因類似颶風機構所使然(參閱第八節)。

以上討論之五個氣旋，自非眞正颶風(現氣候下，眞正颶風，不致發生於如此高之緯度)。無颶風眼，每小時降雨最多 4mm（眞正颶風中爲 25mm/hr），風速與其範圍，亦遠較眞正熱帶颶風爲小。

一九二一年十月，丹麥之風暴中心地區，絕對濕度，高達 10g/m³。若有眞正颶風之機構，而有上述之潮濕空氣，可以產生每小時12mm之雨量。由此可知在副熱帶颶風中，上升氣流W，至少較熱帶颶風中



第十八圖　1929年7月7—8日，波羅的海夏季颶風之雨量圖。



第十九圖　1882年7月10—11日波羅的海夏季颶風之雨量圖。

者小三倍，上升氣流地帶，則較爲寬廣。

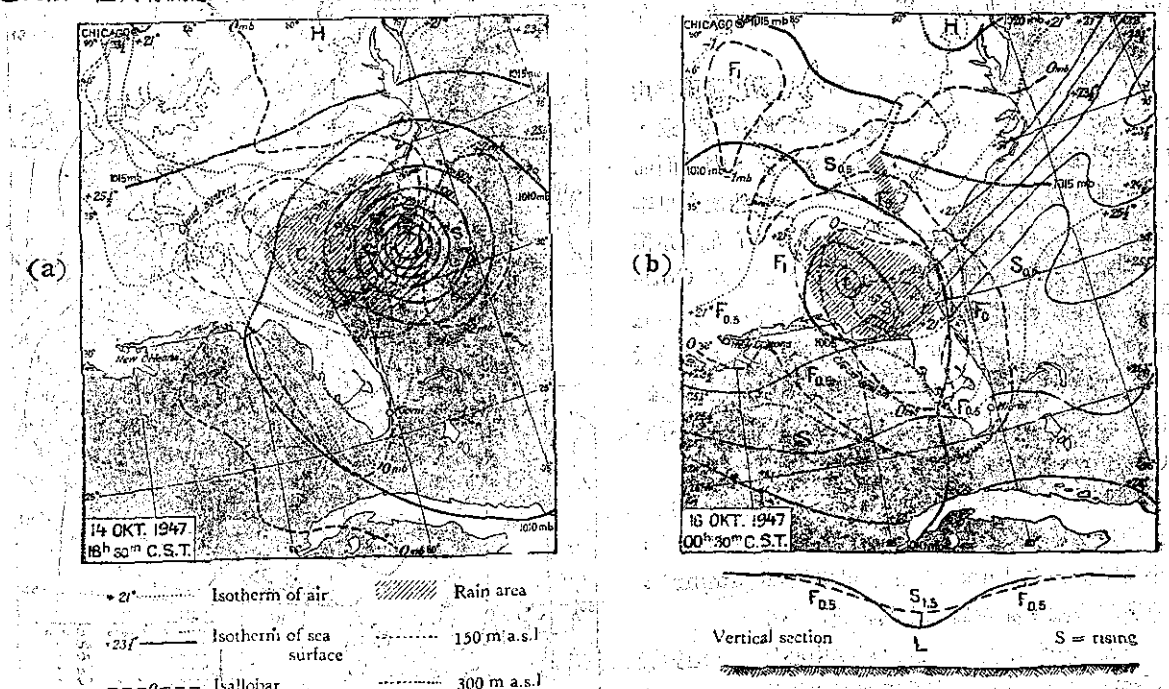
此種差別，是否可由熱力學，予以完全解釋？九、十月間，北緯五十與六十度間之海面，溫暖幾如夏季，深厚而寒冷之極地氣團，可能侵入其間，因而形成高度之靜力不穩定（Static Instability）。更有進者，低溫情形下，濕絕熱遞減率 γ' 之值雖較大，但極地空氣亦有較大之垂直遞減率 γ_{PL}，二者可以加以補償。

按照作者意見，副熱帶與熱帶颶風，僅爲性質方面之差異，其主因爲地球偏轉力 f 不同。低緯地帶，f 之數值較小，氣旋外圍空氣，僅需旋轉數週，即可接近中心，不致因摩擦損失過多之角動量，暖空氣漏斗狀與颶風眼因以形成，而發生典型雲系。主要雨區移至上升氣流區以外，O_E 與 O_I 型循環在該地帶共同造成最强烈之動力不穩定。

至於副熱帶颶風，則永不能充分達到上述階段，副熱帶海面生成之氣旋，抵達高緯度陸上後，其結構將如第三圖所示。此類及其他降雨機構中，相當於 O_E 與 O_I 之循環，將有一部份互相抵銷。結果其比功率，降雨與動力不穩定等，自將減低。

十一　颶風之衰微——一九四七年十月十二日至十七日之實例

前曾述及，由於颶風經常在海面生成，故迄今尚未有眞正代表其生成之詳細天氣圖。熱帶颶風登陸後，雖迅速衰微，但其有關之過程，仍可測知。颶風生成與衰微之過程，雖非完全相反，但研究其衰微之情形，可察習生



第二十圖　(a)及(b)　美國東南部1947年10月14日18 C.S.T. 與 16日00 C.S.T. 之熱帶颶風。圖中顯示熱帶低壓自十五日登陸後迅即塡塞，20圖(b)並以垂直剖面圖表示其變化，實線爲10月15日2230 C.S.T. 之情形，虛線爲10月16日0030 C.S.T. 之情形。

成時之有關情形。一九四七年十月十二日至十七日(圖二十 a 與 b)，在美國登陸之强烈颶風，在此一方面，頗饒研究價值。

十月十四日美國中原標準時間十八時（圖二十 a），颶風渦旋，位於佛羅里達州海濱，勢力仍甚强盛，中心氣壓約 976mb。由於溫暖海面不斷供給熱量，颶風內部海平面附近空氣溫度仍高，既使在雨區內，仍約爲 26°C。由氣壓升降區域顯示，颶風將繼續向西移動，並無塡塞跡象。當其雨區進入陸地後，雖係午後，爲空氣加熱時間，但下層空氣，有顯著冷却（降至 19°C 以下）。三十小時後（圖二十 b），中心位於喬治亞州，氣壓升高約 25mb，與中心爲同心圓之外週（半徑約三百至五百公里）地區，有補償性之緩微氣壓上升。

上述熱帶颶風，登陸後迅即減弱，一般均認爲摩擦力增加有以致之。摩擦對於氣旋動力學之影響，過於含混。圖二十所示之過程，僅可有一項解釋，即颶風轉變爲冷心（Cold Core），致其運動，自趨滯緩，如同第六節所述之情形。

前曾指出，二月時加勒比海面，空氣溫度爲 25°C 時，不足以推動颶風機構。十月間美國東南部，空氣之 $\theta_W<21°C$，亦不能推動颶風機構，換言之，空氣之 θ_W 值，小於 21°C 時，該區之大氣屬穩定狀態。

圖二十 a 中，若假定颶風低壓中，海平面附近空氣之相對濕度在百分之八十五以上，則靠近中心處，θ_W 約爲 25°C，而距中心二百公里以內，995mb等壓線以內地區，θ_W >>21°C。當此時期，颶風仍可由對流所推動，實際觀測颶風並未塡塞，二者頗爲吻合。三十小時以後，如圖二十 b 所示，情況已完全相反。既使假定雨區中各高度之空氣，均已飽和，其中大部地區及前此之上升氣流區中，θ_W 仍小於 21°C。因之當空氣抵達此地帶以後，已不能由對流方式維持颶風，反而阻滯其運動，如上述之情形。

衰微颶風中心氣壓之急速增高，勢必以其他部份大氣中之氣壓降低，爲之補償，其理至爲明顯。上例中之補償情形，極饒興趣，補償區域與擾動爲同心圓，其範圍最少及於距中心五百公里之處。由此可直接觀察，在一固定之廣大區域內，大氣中風力場與氣壓場發生急劇變化之情形。此種變化之原因，已非源於平流。該時之風力場與氣壓場，可能係由擾動中心，以波浪形向外傳播——颶風迅速衰微。以往觀測到之此項大氣波動，僅限於聲波。近年來芝加哥學派所研究之遠距離能量分散（Dispersion of Energy），或係即屬於此種現象。

十二 展　　望

將來是否可能阻止颶風形成？作者相信，散播雨種於颶風雲中，造成人工降雨，以阻止颶風生成之計劃，勢必無法實現。蓋颶風雲中，幾乎隨時均在降雨，故人工造雨，對其中之情況，不能有重大之改變。反之若能利用某種物質，罩覆海面，防止較冷之颶風雨，沈降於溫暖海洋中，則供給颶風之能量，或可阻止，如同颶風到達陸地之情況。因颶風之龐大能量，係由海洋內部所供應。但人類恐將不能覓得此類物質，以改變該種天氣。

另一值得研究之問題，即地球上颶風渦旋之頻率與强度，在歷史上有何項改變？今後又將如何變更？關於此一方面之資料，至爲稀少。作者希望本文中已能表達，既使控制颶風生命史之某種因素，有輕微改變，亦足以使颶風之路徑，頻率及强度，有重大之改變。太陽表面溫度，地球上大氣成分或地球轉動等，若有微量變化，均足以影響颶風之微妙機構，而改變其能量與力量之平衡達於某種程度。某一地質時期，颶風可能極爲頻仍，類似今日之氣旋，或者完全發生於海洋中及沿海，其狂暴程度，遠較目前者爲劇烈。在另一時期，復可能完全絕跡。研究古氣候學（Paleo-climate）與古生物學（Paleo-biology）時，最好注意此種情形，尤其對以往地質時期之沿海地區，更應重視。

颶風問題距完全解決之程度尚遠，但已能對之提出具體而詳盡之意見。吾人現已可確言，觀測之時間與地點，應如何集中，以及欲解決此問題，需要何種觀測——較以往遠爲完密之固定觀測網，至少能供給某一颶風地區各高度之氣溫，濕度與雲況。此外吾人需要陰極線示波器（Cathod-Ray Oscillograph）以探測颶風雲系，雷達設備及其他電子儀器以研究雷雨中之電氣、水珠大小及其分佈。

上述計劃之實現，甚至遠較理論研究爲重要，蓋其極端重要性，不僅限於天氣供應，且對整個地球物理研究上，需要亦極迫切。熱帶颶風，可能爲地球物理介質（Medium）中，範圍與强度最大、最有規律、最簡單而明顯之擾動。此外颶風之形成、持續與進行時，各種主要氣象因素及其主要過程與各種海洋因素，相互配合：一般大氣環流，輻射平衡，水汽循環（包括降水），地形與海洋上之溫度分佈等。

熱帶颶風爲自然界最偉大之地球物理實驗，其作用非常清晰而壯觀，不斷重覆呈現於吾人目前——現在吾人之儀器且能予以測定。颶風可能啓示吾人，大氣對於簡單而有力之衝量（Impulse），如何適應。吾人必須利用此種機會，以明瞭此一比較簡單而明顯之現象，以求進一步瞭解控制高低緯度上天氣及氣候之複雜、微弱、而混淆之現象。（續完）

轉接第10頁（西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成）

f. 此股噴射氣流之成因，經討論，並不能藉上層噴射氣流形成之理論以解釋之。惟在性質上與 Namias 之合流說（The Confluence Theory），頗爲相近。

g. 此股噴射氣流乃係寒潮爆發，極地上層西風偕隨極地對流層頂南侵時所造成。

h. 此股噴射氣流之成因與極面無關，惟似與界面生成（Frontogenesis），之因素同。

i. 此股噴射氣流常先極面而行，在一地上空每因極面之侵入而見其增强（參看圖 8）

主要參考書目

嚴夢輝：「高空預報學」，空軍訓練司令部出版（民44年）

"The Jet Stream"，1953 Bureau of Aeronautics Project, A Rowa 出版

"Far East Climatology of The Jet Stream, Ist Weather Wing Special Study 105-1, 1955年9月

（轉接第28頁） 論飛行員天氣報告的重要性和測報方法

標準。這種標準是以水平向直線飛行爲基礎。每三十秒鐘左右觀測空速表在這一段時間內擺動得最大的空速讀數，減去最小的空速讀數，其差數不足每時十哩者即無亂流；差數在十至三十哩者作爲輕度亂流，三十至五十哩者爲中度亂流，超過無時五十哩者謂之嚴重亂流。

亂流的英文代字爲 TURBC，前方加一個強度代字。輕度爲 LGT，中度爲 MDT，嚴重爲 HVY。後面註明出現高度之拔海百呎數和機種。譬如說：LGT TURBC 350 F-86 表示 F-86 型飛機在離平均海平面三萬伍仟呎處遭遇輕度亂流。

（六）飛機積冰　飛機積冰對於飛行安全特別重要，以性質來劃分可以分爲霜狀冰和透明冰兩種。飛行員倘遭遇積冰必須報出其強度，性質，所在高度離平均海平面百呎數，其後爲飛機種類。有時在飛機種類前，另加以在雲中抑在降水中字樣。

積冰之代字爲 ICG，强度除輕度中度嚴重同亂流外，另增極微 TRACE一種。霜狀冰之代字爲 RIME，透明冰之代字爲 CLR，在雲中遭遇者爲 INCLD，在降水中者爲 INPCPN。因此假定一 F-86型機在四萬呎高度之雲中遭遇嚴重之霜狀冰，應報爲：HVY RIME ICG IN CLD 400 F-86。

（七）凝結尾　噴射機之凝結尾足以暴露自己的位置，航向和速度，減低水平能見度，妨碍編隊飛行等，對近代空軍極爲重要。假定報告得詳細的話，應該報凝結尾發生層的頂底高度百呎數，持久性，和機種，甚至還要報出它的濃度，當時有無卷雲存在等項。但通常則大多僅報高度，和機種。

凝結尾之英文代字爲 CONTRAIL，其後爲出現高度百呎數和機種。例如一 F-86飛至四萬二千呎高度出現凝結尾。報如 CONTRAIL 420 F-86。

上面這些項目，如果能够準確觀測適時報出，已經是一份很優秀的飛行員天氣報告了。在敵區或隣近敵區上空，爲避免暴露位置，可在降落後交給氣象單位，或者僅將所見現象告知，由氣象人員編發電碼或明語報告。當然任何報告必須具有觀測之時間與地點和各該現象出現的地位及延展的範圍，否則就毫無應用價值可言。另一要點當然在時效之爭取。目前噴射機速度高，因此飛行員天氣報告的應用價值更大。只要不躭誤時間，即使落地後再告知氣象單位，藉有效之通信傳遞仍不致有失時效。

由此可見飛行員天氣報告的要點，不外乎「準確」「迅速」與「制度化」而已。

氣象學報第一卷目錄

第一期

「中國天氣類型」之應用報告……徐應璟（1）
臺灣冬夏雨量偏差與東西環流之關係……戚啓勳（3）
臺灣冬季季風天氣及其預報……王時鼎（17）
颱風預報問題之研究……殷來朝（24）
噴射氣流的性質……沈傳節（27）
圖解預報法之介紹……徐應璟（36）
東南亞及西太平洋之大氣環流……子猷譯（39）
天氣預報規則彙編及其評價……一凡節譯（45）
中國海非界面性的濛濛天氣和冷季雲……楊則久節譯（53）
降雨預報的研究……之杰譯（56）
實測之大氣緯流……一凡節譯（59）
熱帶氣旋之平均溫度結構……季渝節譯（62）
熱帶天氣的特徵……穆雍若譯（66）
日本氣象研究所概況……嚴之永譯（68）

第二期

關於那威學說與法國學說在天氣預報應用上的觀感……蔣丙然（1）
絕對旋率平流在天氣預報方面之應用及原理……湯彣（7）
龍捲風伴生之現象及其預兆……亢玉瑾（15）
簡介 500mb 五日平均圖及 500mb 五日平均傾向圖……曲克恭（21）
西太平洋颱風運動長期預報問題之初步研究……王時鼎（27）
東南亞及西太平洋之大氣環流（續）……子猷譯（35）
應用較差求平均值……殷來朝譯（41）
熱帶風暴之高空氣象……沈傳節譯（44）
襲日災害颱風結構之研究……徐應璟譯（51）
高空氣象的研究……耿秀雲譯（59）

第三期

近年氣象業務發展與儀器的進步……鄭子政（1）
臺灣氣象業務簡況……史華博（4）
客觀預報法之原理與應用……萬寶康（5）
大氣穩定性之水平分佈……徐寶箴（25）
新疆之地面氣流……戚啓勳（33）
怎樣預報噴射機凝結雲……殷來朝（39）
熱帶地區風之分析……湯彣（42）
五百毫巴高度距平圖與厚度距平圖……曲克恭（47）
七月十八日新竹地區龍捲風之研討……許玉燦（49）
畢德生（Petterssen）波動方程式……徐應璟譯（58）
熱帶環流型式……黃光表譯（60）

第四期

氣象與交通進步……鄭子政（1）
臺灣高空氣流……魏元恆（5）
中國近海的海流與水溫分佈……朱祖佑（11）
圖解天氣預報法之理論及其得失……廖學鎰（16）
關於天氣圖的幾件小事……林紹豪（29）
介紹一種簡易風向風速計算工具……徐應璟（30）
美國天氣分析中心簡介……林紹豪（33）
熱帶氣旋問題之研討……亢玉瑾譯（34）
飛機結冰之研究……劉鴻喜譯（43）
一、二、三月份東亞噴射氣流之研究……曲克恭節譯（47）

VOLUME 2, NUMBER 1. MARCH 1956

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. Outbreak of Siberian Cold Air and the formation of Jet Stream in Mid-Traposphere ..... Y. C. Hsu, S. T. Wang ..... (1)

2. Hydrometeorological Observation and its Forecasting ... Y. H. Liu ..... (11)

3. Detection of Radiant Energy on Atmosphere and its Effect upon Human Body ..... S. T. Lü ..... (18)

4. The Importance of Pomar Report and its Practice ..... C. S. Chi ..... (26)

5. New Geography of the Antarctica ..... Kenneth T. C. Cheng ..... (29)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China

目　　錄

再論臺灣高空氣流……魏　元　恆……(1)

天氣預報之考核問題……萬　寶　康……(8)

渦度方程式之介紹……徐　明　同……(13)

數值預報之基礎理論……廖　學　鎰……(21)

傳眞機在氣象上之應用……劉　鴻　喜……(38)

天氣與戰爭……葉雲喬譯……(42)

海洋和大氣的關係……戚啓勳譯……(48)

噴射氣流雲……一　凡　譯……(50)

50毫巴與25毫巴高度上氣流之研究……張瑞翔譯……(55)

賽洛瑪颱風報告……聯合氣象預報中心…(59)

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討。不論創作或譯述均所歡迎。

二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。

三、稿件請註明作者眞實姓名住址及服務機關，但發表時得用筆名。

四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。

五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。

六、惠稿請用稿紙，繕寫淸楚，並加標點。

七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改者請聲明。

八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。

九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。

十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字暫按三拾元至五十元計算。

十一、惠稿文責自負。

十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號氣象中心收。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，惟爲配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月，月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

氣象學報訂購辦法

一、本學報係限閱性質，以贈送各有關氣象單位團體，促進氣象學術之研究爲目的。

二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，當按址寄送所需之學報。

三、本學報每期暫收成本費新臺幣伍元，郵票十足通用。

再論臺灣高空氣流

魏元恆

在氣象學報，第一卷，第四期，筆者曾有「臺灣高空氣流」一文之作，當時因限於時間，未能盡意之處甚多，茲再爲本文，予以補述，今所討論者，主要爲臺灣對流層上部，噴射氣流之特性，及平流層氣流等。

(一) 對流層上部噴射氣流之特性

有史以來，吾人生息於大氣中，按理應對大氣瞭解最深，實則時至今日，即最普通之大氣環流，尚無一完善而有證明之理解。

噴射氣流 (Jet Stream) 爲大氣環流中，一奇特現象，遠在1918年秋，美飛行員，飛至 28,900呎，遇噴射氣流，本係向西飛行，而實際則飄行於東方，當時均無法解釋，直至20餘年後，當1944年，盟軍轟炸柏林與日本，方證實噴射氣流一事實。

出現於日本之噴射氣流，爲世界最強者，在二次世界大戰前，即久有所聞，但對於此噴射氣流之強度，位置，範圍，及其最大風速之限度，至今尚未完全瞭解，現所知者，當盟軍空襲日本時，B-29 飛機在日本上空，遭遇噴射氣流，飛機地速幾等於零，又在韓戰期間，高空噴射飛機，常爲高空强大之風力所困。

英文 Jet Stream 一名詞，係美芝加哥大學多數氣象學家，所共同擬定者，我國譯之爲「噴射氣流」，於數年前，首見之於中國空軍出版之「中國天氣分析月報」中，當時筆者，適主持該月報，曾擬譯爲「剛風」，亦有提議，譯爲「激流」者，均未爲一般採用，而「噴射氣流」一名，則爲今日普遍之譯名矣。

經過多數之研究，顯示高空中大氣之環流，含有兩種噴射氣流，一爲副「熱帶噴射氣流」(Subtropical Jet Stream)，存在於副熱帶甚高之高空中，另一爲「極地噴射氣流」(Polar Jet Stream)，存在於副熱帶甚高之高空中，另一爲「極地噴射氣流」(Polar Jet Stream)，其出現與極面相隨。

噴射氣流，係沿緯度圈，呈帶狀極強之風，出現於大氣環流中，如河水中心之急流然，其風速在冬季，約爲每時 200 浬左近，在晴空中，極強之擾動，出現於噴射氣流附近，在此不規則之擾動中，有時能阻碍飛機任務之達成者。

(1) 噴射氣流之範圍：噴射氣流之「範圍」及「態勢」，常隨季節，溫度，寒潮南衝之强度，及噴射氣流出現之高度等而變，噴射氣流之出現，形如「大風軸」(Core of Max Wind Velocity)，由高緯度向低緯度擴展，其範圍約佔緯度10°，厚 25,000呎，故其寬厚之比，約爲100比1。

(2) 噴射氣流之位置：噴射氣流，富於保持性，其所在之緯度及高度，逐日變動甚少。惟其流動之路徑，遇有深度低氣壓槽，或强高氣壓脊時，其流向則改變爲偏北或偏南，由於噴射氣流，有追隨極面移動之特性，故其季節之變化，由冬至夏，其位置之變動，則往返於緯度60至30度之間，噴射氣流之主軸，常位於 500mb 等壓面圖上，極面之正上方，其高度約爲30,000至40,000呎 (即300mb 至200mb 間)。

在普通高空天氣圖上，僅能繪出噴射氣流之一部分，而呈曲折狀，此乃顯示，噴射氣流之主軸，不在此高空圖之高度，可能在此高度以上或以下，決定高空噴射氣流主軸之路徑，高度，最大風速等，最好之方法，爲繪一連串之垂直剖面圖，橫截噴射氣流，此剖面圖，可用各種探空記錄之風向風速繪製，由各等風速線 (Isovels) 上可明顯看出，噴射氣流之主軸，及其最大風速之質。

(3) 噴射氣流之風速：關於噴射氣流之預測，現尚無妥善方法，今日所進行研究者，爲藉氣溫與風速之變化關係，由溫度曲線，推得近似之風速，由記錄得知，在冬季時，最大風速，常能達每時 200 浬，有時達每時300浬，但甚少超過每時400浬者，噴射氣流，在相當長之距離內，其上下游之風速，並不相等，於某種天氣形勢下，在數百哩內，噴射氣流之風速，上下游可相差百分之五十。

(二) 東亞噴射氣流

關於東亞噴射氣流之研究，始於近數年，由美軍東京氣象中心，就最近1950至1953年，日本及其附近，比較

完善之高空記錄，加以整理研究，將東亞噴射氣流之「强度」，「位置」，「範圍」加以統計，其統計高度範圍，自500mb至80mb，南北經線垂直剖面圖，採用東經130°及140°兩種。東經130度剖面圖，係經朝鮮，日本西海岸，及琉球群島等地，與臺灣最爲接近，可爲研究臺灣噴氣射流之參考。玆摘要分述沿東經130度，噴射氣流之特性如下：

（1） 冬季噴射氣流之平均位置，自十二月至二月，最大風速之軸心，位於北緯34°N，高度約40,000呎，冬季位置之變化，就緯度言，自北緯40度至30度，就高度言，自25,000呎，至45,000呎，（參看圖一）。

（2） 夏季噴射氣流之平均位置，六月，七月及八月份，「副熱帶噴射氣流」約位於北緯38° N，高度 43,000呎，每日之變化，約自緯度35° N，至45° N，高度35,000呎，至 50,000呎，「極地噴射氣流」出現於夏季者，甚屬微弱，約位於緯度45°N，高度在40,000呎以下，尤其在六，七月最爲常見。

（3） 由圖一所示，可知「多噴射氣流」（Multiple Jets），多出現於春秋季之轉換季節，在此季節，副熱帶噴射氣流，平均位於35°N，高度40,000呎，而「極地噴射氣流」出現於緯度42° N ，高度 38,000呎，在一日之間，此兩種噴射氣流，可分別出現，或合併出現，其位置約自緯度45°N，至35°N，高度自30,000呎至45,000呎。

（4）「極噴射氣流」，經常由高緯度，向南移動，最後與副熱帶噴射氣流，合併於緯度35°N。

極噴射氣流，經常與「極面」（Polar Fronts）連帶出現，由多數研究，證明噴射氣流之軸，多位於 500 mb 極面位置之正上方，或稍偏南。此種情形，尤其當西伯利亞寒潮初爆發時，最爲習見，冬季尤較春秋爲多。

沿東經 130 度

噴射氣流平均位置及强度週年變化圖

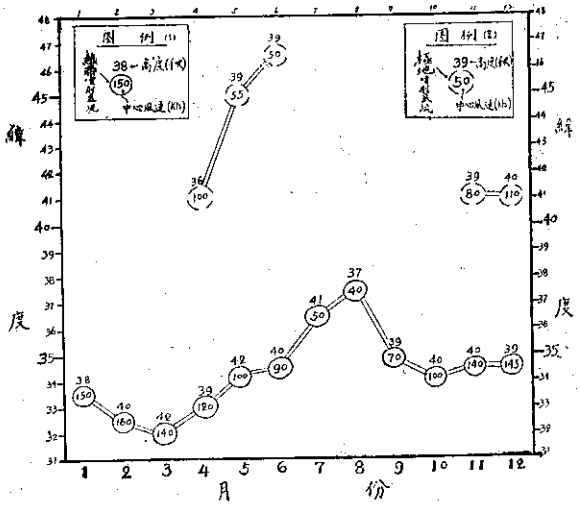


圖 一

（5） 冬季噴射氣流，風速月平均值爲 155 Kts，最大風速日變化，約 120Kts 至 250Kts，夏季噴射氣流，中心平均風速約 50 Kts，遇有深度低氣壓影響時，風速亦可偶達150至 200 Kts，春秋季，副熱帶噴射氣流，平均風速約爲 120 Kts ，月平均變化，約 70—140 Kts，春秋季，極噴射氣流，平均風速約爲 100 Kts，中心風速，月平均之變化，約60—110 Kts，此兩種噴射氣流，在偶然之機會下，其變化範圍，約爲50至200 Kts。

（6） 就圖一所示，沿東經 130 度，噴射氣流，週年變化之趨勢觀之，副熱帶噴射氣流，自一月份起，逐漸南移，三月份達於 32° N，爲全年中最南之位置。噴射氣流最强，出現於二月份，自四月份起，噴射氣流，自低緯度，又復逐漸北移，而中心風速，亦隨北移而減小，八月份，副熱帶噴射氣流，達於北緯 37.5°N，爲全年中最北之位置，亦爲中心風速最小之時，自九月份起，副熱帶噴射氣流，開始由北向南移，中心風速亦逐漸加强，十月份爲季節轉換期，在亞洲最爲顯著，歐洲亦於此時，開始有寒潮南衝，因而在喜馬拉雅山以南，發展成一支强流，東移經過中國東部沿海時，約在 30° N，即上海附近，而至日本本州南部。

葉篤正氏，根據1944—1945年，中國無線電探空記錄，研究副熱帶噴射氣流，在十月中旬，經過中國中南部，約在12Km 36,000呎）高度，並每日南移約3°—4° 緯度，今由日本記錄中，亦可證明葉氏所謂的十月中旬，喜馬拉雅山以南，西風强流，突然爆發之說。

「極噴射氣流」十月份開始出現在北緯 41° N，十二月份，勢力略爲增强，但至一月份在月平均圖上，即不見，此爲一特殊現象，蓋「極噴射氣流」，惟見於春秋之交換季節時，冬夏兩季，均不見於月平均圖上，春季「極噴射氣流」，緯度及經度變化尤大。

（三） 東亞噴射氣流之特性

關於噴射氣流，一般均注意其風速及出現之位置，但其溫度場之分佈，關系其生成之原因，更須加以研究，

圖二所示，係根據日本，琉球，及朝鮮，近四年（1950—1953）實測結果，有關冬季噴射，及對流頂，所作之分析如下：

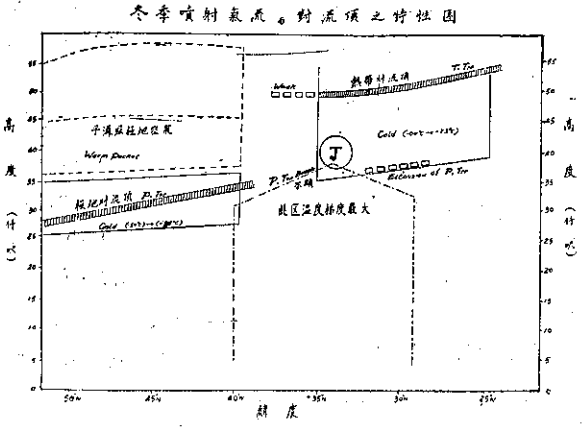


圖　二

（1） 在 40,000呎以上，自北緯35°N 至25°N，係一最冷低壓，溫度自 -60°C 至-50°C，爲寒冷之熱帶對流頂區域。

（2） 在25,000至35,000呎高，自北緯40°N以北，爲另一較冷區域，溫度自-50°C 在 40°N、至-55°C 在 50°N，此系極地對流頂地帶。

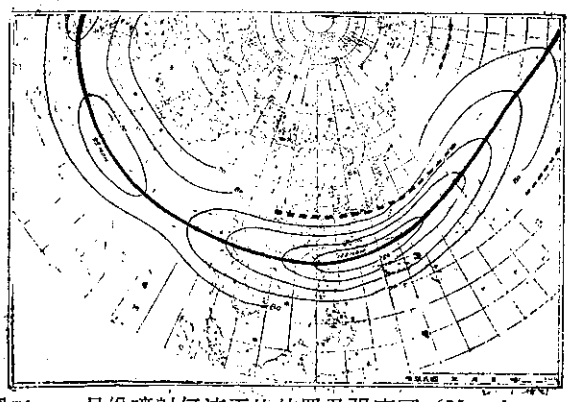
（3） 在 35,000呎以上，自北緯 40°N至50°N，爲一「暖區」(Warm Pocket)，係平流層極地氣流，此暖區相當深厚，氣溫呈等溫狀態，高可達 20Km（66,000呎），北至70°N，此一暖區之造成，可能由於空氣之下沈作用所致，因由於南北平流作用爲不可能。在 70°N 以北至北極，溫度降至-85° C。

（4） 在對流頂（Tropopause）附近，溫度最低，向上氣溫逆增或等溫狀態，極地對流頂，北方較南方爲低，在北緯50°N，高度爲 29,000呎，而在北緯40° N，高度爲34,000呎，其間平均溫度，爲 -52°C，極地對流頂之坡度，向南傾斜，爲每月縱剖面圖上，所主觀之一般特性，在噴射氣流中心，與 40°N 之間，無顯着之「對流頂」存在，爲對流頂之破裂處，熱帶對流頂之坡度，係向北下斜，在 25°N，高度爲55,000呎，至 34°N，高度降爲 47,000呎，在噴射氣流中心之南，有一微弱對流頂，此爲極地對流頂之延伸部分。

（5） 自緯度 30°N 至 40°N，在噴射氣流之下，溫度水平梯度均甚大，在此區內，亦爲低氣壓與降水最多之處。故甚多氣象學者，均認爲噴射氣流，與低氣壓路徑，最多降水區，似有連帶關係，在中國，噴射氣流之南方附近多爲降水最多，及低壓路徑，最多經過之處。

（四） 臺灣上空噴射氣流之商討

關於臺灣噴射氣流平均位置問題，根據美氣象學者 Namias，1951年所著論文，係將一月份，噴射氣流平均位置，經過臺灣極南端，恒春一帶，約北緯 22°N 左邊，此一平均位置，確屬有誤（參看圖三），據美氣象局1955年所出版「天氣評論月刊」（Monthly We ther Review），東亞一月份噴射氣流平均位置，係經過長江口一帶約 32° N，此較 Namias 所定者，向北 10 個緯度，再與近年美東京（參看圖一）所測定者，亦與此數字相近，自屬正確，即一月份噴射氣流之平均位置，在臺灣以北約 32°N 地帶，此系指平均位而言，並非謂噴射氣流，



圖三　一月份噴射氣流平均位置及强度圖（Namias 1951）虛線示1955年二月噴射氣流平均位置

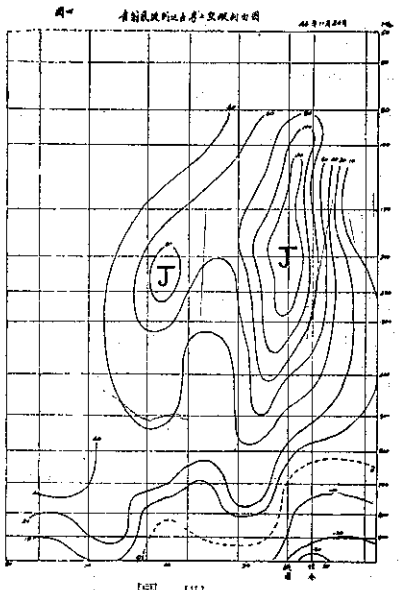


圖　四

不可能到達臺灣上空。

據筆者日常觀察所得，噴射氣流當冬春季時，不但可能到達臺灣上空，並能到達臺灣以南。此種情形，多係出現於强烈寒潮南下時，例如圖四所示，係民44年11月24日，隨寒潮之後，到達臺灣上空之噴射氣流，中心最大風速，到達每時 120 Kts 以上，恰在桃園上空，另一噴射氣流，中心位於北緯 40°N，即相當北平之緯度，中心風速較弱，每時 80 Kts 以上，爲「双噴射氣流」式（Multiple Jets）出現於該日者。

桃園與恒春間，在30,000至40,000呎高度，「風速差」（Wind shear）經常爲負，即恒春風速，小於桃園，呈反氣旋型風速差（Anticyclonic Wind Shear），當噴射氣流接近臺灣時，風速差增大，就45年3月份，兩地全月「風速差」（Shear），最大至60—70 Kts，相當每緯度一度，風速差爲20 Kts 以上，當噴射氣流，由北向南，越過臺灣時，桃園與恒春向之風速差爲正，即恒春風速，大於桃園風速，但爲時甚暫，此可能係噴射氣流，到達臺灣以南；迅速減弱所致，依 Rossby 氏噴射氣流，由氣流混合（Lateral Mixing）所致，在北緯 33°N，爲噴射氣流最强處，越此緯度，即趨減弱之理，頗相近。

噴射氣流，與溫帶低氣壓最多區，及降雨最大地帶，有密切之關連，經葉篤正氏證實，中國冬季降水最多地帶，多出現於噴射氣流主軸之南，東亞以帶，低氣壓路徑，無論冬夏季，均係出現於噴射氣流主軸之南北附近，吾人在臺灣從事天氣預報，每發現大範圍之降雨，而地面及高空天氣圖上，均無法尋出其原因者，此或可能由於高空噴射氣流所致，故對於臺灣附近，副熱帶噴射氣流，應利用臺灣及其他無線電探空資料，詳加研究，藉以應用於每日天氣預報中。

（五） 東亞高空風速週年變化

風速自地面起，隨高度增加，至對流頂附近爲最大，噴射氣流，則爲此最大風速之主軸，玆就沿東經 130°E，每小時 50 Kts 等風速線，縱剖面分佈情形，略述之。

每小時50海里之風速，在應用方面，頗具意義，風速50 Kts，相當25 mps或鮑福氏風級十級左近，地面風速達50Kts，具有破壞力，故在颱風警報中，50 Kts 風速半徑，必須報告，在高空中，風速 50 Kts，對於飛機航行有甚重要影響，尤以對於噴射飛機爲然。

由圖五，沿東經130度，各緯度及高度，50Kts 月平等風速線視之，一月份50Kts 等風速線，在35°N，即青島附近，到達 15,000呎高度，爲最低點，自此向北或向南，均逐漸升高，在 25°N 即桃園附近，高度爲 22,000 呎。即在此高度以上，風速均大於 50 Kts，至噴射氣流中心爲最大，在此高度以下，風速均小於 50 Kts，此種變化對於飛機航行，均甚重要。

七月份，高空 50 Kts 等風速線之範圍，縮至最小，位於北緯 37°N，高度 40,000 呎左近，一至七月，高空50 Kts 等風速線之範圍，由最大至最小，變化最爲迅速之時期，爲三月至五月。

就圖六視之，在桃園上空，自五月至十月，共六個月，50 Kts 風速爲之絕跡，頗與圖五所示者相近，而恒春緯度較南（22°N），50 Kts 風速，自四月起，即行絕跡，至十一月終止，共有八個月。（參看圖七）。

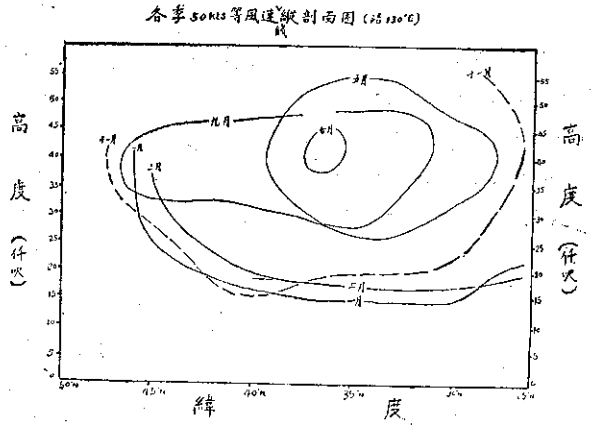


圖 五

（六） 噴射氣流之成因

吾人對於整個大氣環流，今日尚缺乏完善之理解，前文已曾提及，噴射氣流爲大氣環流中之一奇跡，近十數年來，方爲之確定，自難能有確切之解說；惟今日習知者，有「混合」及「合流」（Confluence）兩學說，玆略述如下：

（1）「混合學說」（Lateral Mixing Theory）爲氣象學者 Rossby 氏，於 1947年所創，彼認爲在西風

帶內，此一窄狹强流，係由大氣側流混合所致，並假定此種混合，由廣大熱力渦動所推動，兼以使「絕對旋率」(Absolute Vorticity) 相等，由此說推論結果，認爲噴射氣流，向低緯度移動時，勢力加强，至緯度 33°N 時爲最高點。

依 Rossby 氏之說：噴射氣流應爲世界性者，圍繞整個地球，惟實際上，噴射氣流，圍繞地球，有甚多斷裂處，在太平洋東部，夏季時偶有 100 Kts 以上之噴射氣流，出現於低緯度10－20°N間者。

Rossby 氏之說，立論深遠處，爲其以氣流水平混合，遂致强大風速，及氣溫梯度；爲其他學說所不及者。

（2）「合流學說」：在 Rossby 氏於芝加哥大學，從事研究噴射氣流由混合造成之說明以前，美氣象局長期預報科長 Namias 氏，已倡合流學說，爲噴射氣流造成之主因，合流之說，係指兩種不相同之對流層中部氣流，一爲來自北方之冷流，一爲來自南方之暖流，相會合於西風帶，因冷暖不同，造成極大梯度，由梯度而產生強烈噴射氣流，Namias 並指出，合流之發生，由於對流層上部，高緯度低氣壓槽，(High Latitude Trough) 與低緯度高壓脊，相互間位置「偏斜」(Out of Phase)，造成兩種氣流之合流，依此說，可解釋噴射氣流之區域性及局部性之現象，淺顯便於引用。

最近 Palmen 氏曾主張，副熱帶噴射氣流與極地噴射氣流非出於一源之說，熱帶噴射氣流，係由於熱帶對流環，運動量之積聚所致，熱帶對流環，相當穩定，故副熱帶噴射氣流之變動亦不大，而極地噴射氣流，常與極面相連，位置變動極大，在月平均圖上常不顯著。

筆者之見，混合學說，對於副熱帶噴射氣流之解釋，較爲得宜，因其可解決副熱帶噴射氣流之穩定與普遍性。合流學說，對於極地噴射氣流，解說較爲便利。極地噴射氣流，飄忽無定，出沒無常，其發生更富於局地性。

(七) 平流層氣流

平流層僅佔整個大氣的四分之一，對流層則佔四分之三，但對流層內，地面上一切天氣變化，似發源於平流層，換言之，平流層以其1/4大氣，具有控制對流層天氣之作用，在對流層內，氣壓與溫度，垂直變化，係屬一致，而平流層內，兩者則相反。對流層內，低氣壓較高氣壓溫度爲低，但在平流層則相反。

W. H. Dine 氏，曾發現地面氣壓，與 9 km 高空氣壓之變化，有密切相關係數（+0.68），高空 9 km 高度，氣壓若降低，地面氣壓亦低；若高則地面氣壓亦升高。因此高空氣壓之分佈，必影響地面氣壓之態式，亦即平流層有操縱對流層之作用，茲不評論，僅就平流之風，論述如下：

（1）關於平流層內風之觀測，記錄甚少，長時期統計結果，更屬難得，十九世紀(1883年)，熱帶爪哇附近，Krakatao 火山爆發，火山灰噴至平流層內，造成火山灰雲，兩月餘不散，在赤道附近上空，由東向西進行時速達每時73英里，成爲著名的「Krakatao Wind」，此種火山雲，在赤道上空，經一個月之時間，由混合作用，方流入熱帶區，兩個月後，方經過副熱帶區，流向極地，由此可知，平流層內，南北向氣流分速，極爲微弱，在夏季時，盡屬繞赤道之東風。

平流層冬季氣流，與夏季甚屬不同，冬季在極地之平流層氣流最冷，而夏季時則甚暖，就整個地球言，平流層內，南北兩極間，等壓面有一坡度；換言之，夏半年，南半球之氣壓，高於冬半年北半球之氣壓，因此則夏半球，應吹東風，冬半球應吹西風，赤道附近爲一轉換區，風向可能不穩定。惟根據觀測，赤道附近，冬半球亦以東風爲多，惟風速較夏季爲弱，風向亦較夏季多變。

美氣象學者 Palmer 氏，曾1951年三月至五月間，由原子彈試驗時，所測得熱帶平流層之風，彼發現赤道至北緯 7° 間，70,000呎高空，仍吹穩定之西風，60,000 與 90,000呎，則屬不穩定風，來自各不同方向。

（2）臺灣應用無線電所測之高空風，對於對流層氣流，可作較完善之研究，由表一所列數字，可知在臺灣所測之平均高度，約爲4—50,000呎，而冬季月份，又多限於40,000呎左近，此對於平流層言，則殊嫌過低，惟其所測少數極大高度，有達100,000 呎以上者，自可用以作平流層氣流，定質性之研究。

臺灣平流層底之高度，因無完善統計，就日常觀察所得，約略估計，約在 55,000呎以上，即 100mb 左近。夏季平流層底之高度，可能較此數字略高。

茲就桃園、恒春、兩地月平均風向風速（圖六）觀之，臺灣平流層內，夏季吹東風，冬季吹西風，此與地面

風及對流層下部相反者，吾人習知，臺灣低空，冬季吹東北季風，夏季則吹西南季風。

表一　臺灣無線電探空月平均高度（10.000呎爲單位）

地名＼月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
桃園	3.7	4.3	4.5	4.2	4.9	4.5	4.1	5.0	5.0	5.4	4.6	4.7
恒春	4.3	4.5	4.0	4.4	4.6	5.0	4.3	4.4	5.1	4.8	5.0	5.3
馬公	3.2	3.5	3.8	4.3	5.1	5.1	5.6	5.4	5.2	5.5	3.8	2.9
平均	3.7	4.1	4.1	4.3	4.9	4.9	4.7	4.9	5.1	5.2	4.5	4.3

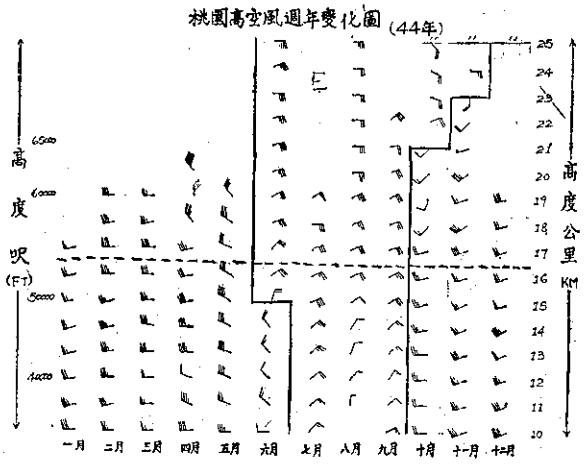


圖　六

以 17 km 以上爲平流層，就圖七所示，恒春（22°N）五月開始由西風，轉向東風，而桃園（25°N）六月方開始吹東風，兩地緯度相差 3 度，而時間則北部（桃園）落後一個月，此爲一堪注意之現象。平流層東風終了時期，在 24 km 以上，兩地均爲十二月，在此高度以下，則恒春較桃園，東風終止爲遲。平流層下部，在24 km 以下，恒春東風有六個月，桃園爲四個月，即由夏入冬，平流層東風有隨緯度縮小其範圍之趨勢也。

臺灣平流層東風，南部與北部開始之時間有異，而終止之時間，則因高度而不同。推其原因，臺灣平流層東風之開始，由於印度高空，高氣壓建立所致，吾人前文已曾論及，夏季印度低氣壓，在 20,000呎高空平均圖上即不見，自 30,000呎以上，即轉變爲高氣壓，而勢力隨高度增強，控制整個東亞高空氣流。臺灣夏季平流層之東風，即由印度高空高壓所致者，惟恒春平流層東風，較桃園提前一個月開始之原因，可能由於印度低壓，春季先建立於低緯度，隨月份逐漸北移，而其上空之高氣壓，亦必由低緯度，隨月份北移，故顯示於臺灣南北部平流層者，亦有時間之差異。

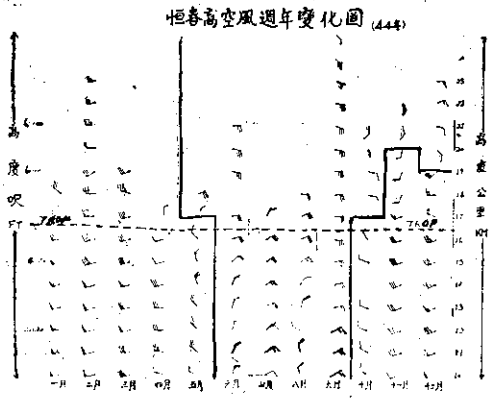


圖　七

（3）臺灣平流層之風速，由於探空記錄，不能經常到達平流層，其正確數字，自難獲得，惟就此少數觀測中所顯示者，冬季之西風，則較夏季之東風速，強大甚多，根據 Kellog 氏依火箭，炮彈，流星等，所測得平流層風速觀之（圖八），平流層內，無論冬半年或夏半年，風速均隨高度增強，至約50 km 高度，爲風速最大層，

平流層東風，到達臺灣，各高度均係同時，降臨似甚突然。隨印度低氣壓降臨之西南季風雨，通稱之爲：「雨爆」(Monsoon Burst）亦有突然降臨之現象，兩者似有相關者。

平流層東風，退出臺灣，由圖六、七、所示可知係逐月，於各不同高度漸退者，其主要原因，應歸之於繞地極之西風，自秋季開始，係逐漸由高緯度，向南推廣，所達高度，亦係由低層，逐漸向高層發展者，故呈顯於臺灣南北，雖僅緯度三度之差，而平流層，東風之消退，則有時間與高度之差異（圖七）

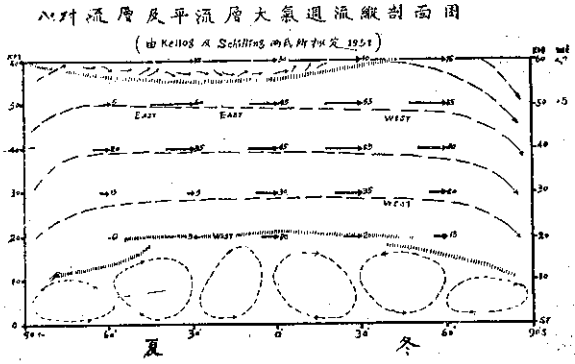
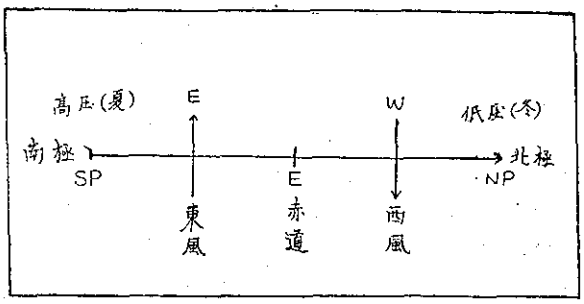


圖　八

此冒夏季之東風，較冬季之西風尤強。平流層上部最大風速，亦係出現於緯度 30° 左近，與對流層之噴射氣流，頗爲相似。

就整個地球觀察，平流層上部，南北兩極間氣流之交換，甚爲顯然，其氣壓梯度，示如圖九，在赤道附近，爲東西氣流之交換區，風速在某一季節，則屬甚微。

圖九　平流層南北極氣壓梯度及風向圖



(八) 結　　論

(1) 噴射氣流，一月份平均位置，不經過臺灣，而在其以北約32°N 經過。

(2) 噴射氣流，在偶然情況下，經過臺灣，可藉恒春與桃園間，高空最大風速差 (Shear) 之正負，爲輔助之判定。

(3) 寒潮南下時，在東亞常伴以「双噴射氣流」(Multiple Jets) 出現。

(4) 對流層上部，高空 50 Kts 風速，自五月起，至十月止，共六個月，不見於桃園上空，而恒春則自四月起至十一月止，共八個月，不見於上空。

(5) 臺灣平流層，夏季東風，冬季西風。夏季東風經歷之時間，隨緯度減少，而隨高度增長。

(6) 以東亞大範圍之天氣研究，聯繫至臺灣；再以臺灣高空探測設備之優點，推演至大範圍，相互印證，以求達成獨立研究之成果，爲在臺灣從事氣象學術研究，必要而有效之步驟。

參　考　書

(1) Far East Climatology of the Jet Stream : Ist Wx. Wing, U. S. A. F.
(2) Monthly Wx. Review. Feb., 1955
(3) Compendium of Meteorology
(4) Journal of Meteorology, Aug. 1951
(5) Normal Weather Charts fon the Northern Hemisphere. 1944. U. S. Wx. Bureau
(6) Penner, C. M. Conad. J. of Research. Vol. 19. P359, 1941,
(7) H. Riehl : Tropical Meteorology P 24. 362—372.
(8) Hewson & Longley : Meteorology theoretical & Applied, 1951

轉接20頁　渦度方程式之介紹

參　考　文　獻

1. 高橋浩一郎：最近の氣象學　1951　P.P. 1-13
2. 渡邊次雄：地球物理學文献抄　第2集第2分冊　1950,　P.P. 32-51
3. H. Lamb : Hydrodynamics. 6th Ed. P.P. 203-205
4. 荒川秀俊：氣象力學　1941　P.P. 52
5. H. Arakawa : The Vorticity Equation in Orthogonal Curvilinear Coordinates. Papers in Meteorology and Geophysics. Vol. I P.P. 165-169
6. V. Starr : Basic Principles of Weather Forecasting Appendix. P.P. 268
7. 正野重方：變壓風について氣象集誌 II 第21卷　P.P. 521-537
8. Holmboe 等： Dynamic Meteorology. P.P. 325-328
9. A.Craig : A Solution of the Nonlinear Vorticity Equation for Atmospheric Motion. Jour. of Met. Vol. 2. No 3　1945　P.P. 175-178
10. S. M. Neamtan : The Motion of Harmonic Waves in the Atmosphere. Jour. of Met. Vol.3 No.2 1946　P.P. 53-56
11. Charney and Eliassen : A Numerical Method for Predicting the Purterbations of the Middle Latitude Westerlies.　Tellus I. No.2 P.P. 38-54
21. 正野重力：氣象力學序說　1954

天氣預報之考核問題

萬寶康

一、前　　言

天氣預報之考核（Verification）爲多年來氣象方面發生爭論而尚未獲得具體解決之一個問題，此問題之牽涉甚廣，其影響可及整個之氣象領域。考核天氣預報之要領在覓致其預測狀況與實際狀況之一種比較方法，可應用一種或多種指標（Index）或分數（Score）爲其比較之標準。關於天氣預報考核方法之演進情形，Brier 與 Allen（1951）曾作有詳盡之討論，惟此等方法過於繁複，多不適於實際之應用，故尚有繼續研究之必要，以期達到一種比較理想之境地。本文討論之範圍以近年對於短期預報考核已有顯著成就之數種方法爲限，希望能促起氣象同仁之研究興趣，並能產生一種能普遍適用之考核方法。

美國氣象學會Columbia區分會因鑑於此項問題之重要，曾特別召開一關於天氣預報考核之專題討論會（1951），與會者均爲若干軍民氣象機構之高階層人士及附近學府之氣象學者，在原則上提供不少重要之意見。會中公認天氣預報之考核計有以下三種目的：

1. 業務之考核：天氣預報之目的在供給應用者之需要，故考核天氣預報之優劣應視其是否滿足應用者之要求而定，由長時間考核之結果即可證明整個業務之成敗。換言之，即爲整個業務有效與否之評價。惟天氣預報之形式與內容隨應用者所要求之條件而有不同，勢難得到一種完全一致之考核方法。

2. 人員之考核：在每一氣象機構之中均以預報人員爲主體。如有一良好之天氣預報考核方法，即可合理比較此等人員工作能力之高下，並用以決定其適當之調遣與升遷，如缺乏良好之考核方法，則眞正有能力之眞才即無從選拔，且難使整個機構保持其最高之水準。

3. 技術之考核：氣象學之研究愈有進步則天氣預報之方法愈行增多，如有一良好之考核方法即可決定某種方法適用於某種預報，庶不致預報人員盲無頭緒，莫知所從，更不致因各人應用方法之不同而影響於整個機構效用表現之穩定性。

此外，作者個人認爲天氣預報之考核尚可應用於訓練方面。每一個預報班次之訓練，其效果如何可視學生預報作業所表現之成績而定。其結果不僅可作爲教育本身研究發展之根據，且可增强學生對於負擔未來預報任務之信心。

天氣預報之種類繁多，在高度方面有高（高空）低（地面）之分，在面積方面有大（區域）小（局部）之分，在時間方面有長短（三小時至四十八小時）之分，在對象方面亦有繁簡（一個或多個氣象要素或天氣現象）之分，其考核之方法不可能完全相同，同時考核實施之結果亦與季節之差異，地理之部位（大陸或海洋）或緯度之高低有密切之關係，故欲以一種指標或分數應用於所有之情形，並得同樣可以互相比較之結果，殆不可能。往往在此種情形比較適用。在另一情形則否。在同一情形之下，往往對此一部份適用，對另一部份則否。

天氣預報之表示方法目前計有兩種：在質一方面，以預報圖（Prognostic Chart）表示之，在量一方面，以各種氣象要素數值之多寡或天氣現象發生之强弱（亦有以其發生之或然率表示者）表示之，前者指地面圖上氣壓型或高空圖上高度型之預報，後者指地面氣壓，總雲量，溫度，露點，雲幕高，能見度，風向，風速（力），降水量等數值或雨，雲，雷雨，霧，煙，霾，沙陣等强度之預報，或高空風向，風速等之預報。此兩種表示方法各有其價值，不可任意偏廢。吾人將先就此兩種表示方法之考核，分別予以討論。

二、預報圖之考核方法

關於預報圖之考核方法，吾人可分別爲地面預報圖及高空預報圖討論之。

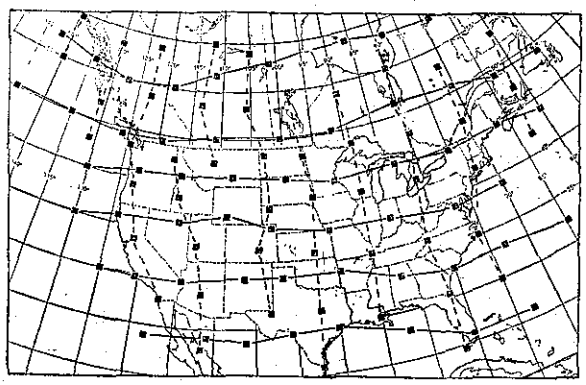
1. 地面預報圖之考核：地面預報圖以氣壓型之預報爲主，以界面之預報爲輔，前者包括各種氣壓系統（高低氣壓或颱風中心之位移及整個氣壓場强度之變化，後者包括各種界面（冷暖面或閉合面）之位移及其强度之變化。此種預報圖除預測圖面形態之變化外，且須顧及地形地理之影響隨時予以適當之權衡。

地面預報圖之考核，因前已由Tewels 與 Wobus（1954）得出一種比較成功之方法，並爲美國聯合分析中心（WBANAC）所採用，而有效應用於30小時地面預報圖之考核，亦即爲該中心所發佈最重要之一種預報圖。此種

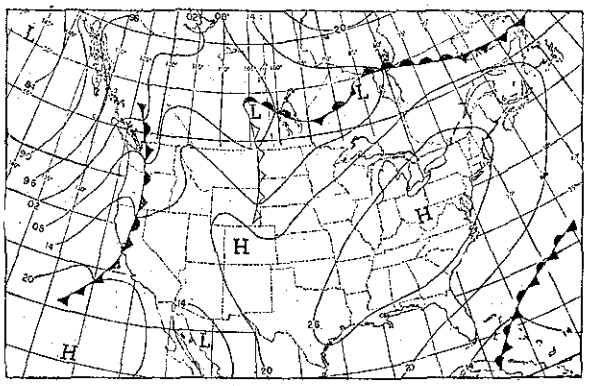
方法僅限於氣壓型之考核，並經過長時間之試驗後，始決定下方之記分方法： $S_1 = 100 \frac{\sum |e_G|}{\sum |G_L|}$

式中e_G爲兩點預測氣壓差與實際氣壓差之誤差，G_L爲此兩點預測或實際之最大氣壓差（二者均有可能）。因兩點之氣壓差爲地面預報圖中最有意義之因子，與風有密切之關係。每一對之氣壓數值可在預報區域內自預報圖或實際圖上所選擇相鄰兩測站之氣象報告讀取之。如不能處處均恰有一對適當之測站時，則其中之點可應用內插法自圖上讀取之。此等測站之數目宜於盡量減少以減輕計算工作之負擔，但又不宜過於稀疏以致影響於考核結果之價值，且海平面氣壓訂正以及雷雨等影響均足以使氣壓讀數失去代表性而發生錯誤。

此處$1/\sum|G_L|$爲一種難度係數（Difficulty Coefficient）之表示方法，其目的在使上述之記分方法獲得平衡，因$\sum|e_G|$受氣壓系統强度之季節變化影響甚大，則所得之分數勢必隨之發生季節性之變化，如有$1/\sum|G_L|$一項之加入而獲得平衡，則此種記分方法之本身即可保持其穩定性。同時選擇G_L之另一原因在使預報人員不致僅預報較弱之氣壓系統而避免較强氣壓系統之預報，因有時預報人員可能故意將$\sum|e_G|$盡量降低以獲得較佳之分數也。由一般情形之觀察，證明大多數預報人員均嫌於過分保守，而失去預報氣壓場有特殊重要變化之機會，故此種考核方法正可以糾正此種錯誤觀念而鼓勵其果敢判斷以爭取較佳分數之勇氣。



第一圖　北美主要預報區域內各海平面氣壓測站之選擇及其所構成之網絡



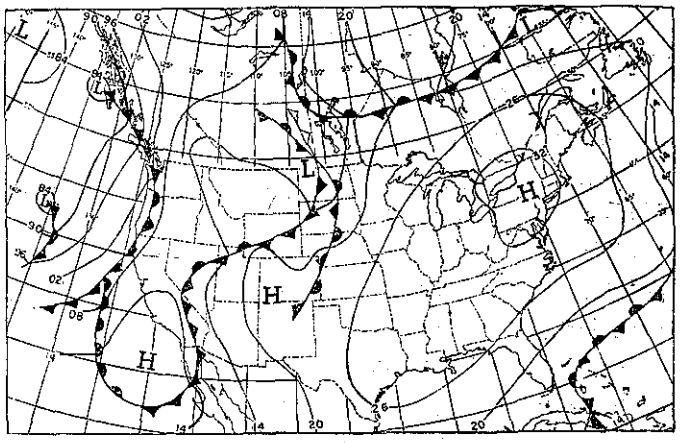
第二圖　1953年十一月十三日1230GMT之地面預報圖

第一圖表示 Tewels 與 Wobus 在北美主要預報區域內所選擇報告有代表性且經常均能收到各海平面氣壓測站之位置及其構成之網絡。其沿東西方向與南北方向之測站均不相重複，各以實線及斷線連接之。每兩測站之距離與方向並不十分規則，最小爲270哩，最大爲525哩，平均爲350哩。

第二圖與第三圖爲 1953 年十一月十三日 1230 GMT 一次30小時地面預報圖與實測圖之考核範例。由二者之比較可見預報圖中除加拿大境內一在 85°W 處之氣旋波移動較速而達到 65° W處外，其餘各主要特徵之預測均甚良好，其分數爲 490，下表爲其核算之結果。

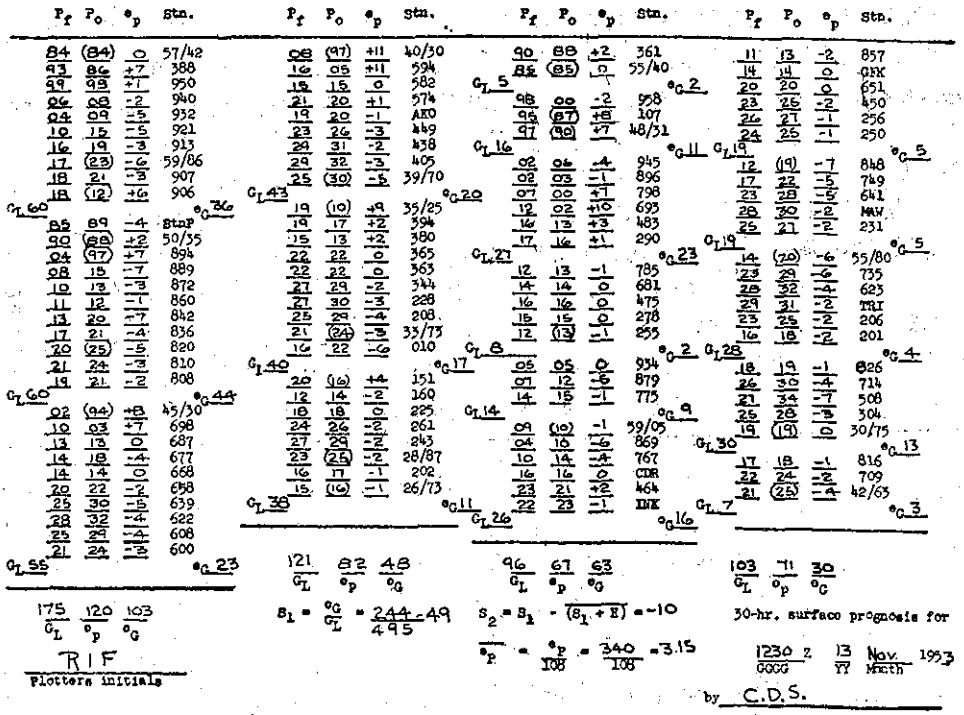
30小時地面預報圖之核算表

表中 p_f 爲各測站預報之氣壓，可以內插法就各測站之位置由預報圖中讀得之，p_o爲 30 小時以後各測站實際之氣壓，即實際圖上填入之氣壓，e_P爲各測站預報與實際氣壓差，因不同季節，天氣狀況或整個預報區域內之廣泛氣壓升降，其數值可在 1 至10毫巴之間。因任何兩測站之e_G即等於此兩測站e_P之代數差，故由個別縱橫線上每相鄰兩測站之e_P代數差之總和即得沿此縱線或橫上e_G之總和。G_L可由表中個別縱橫線上相鄰兩測站p_F與p_O之互相比較得之，何者較大則取何者（其目的在使預報人員對於p_F或p_O均獲有同樣之機會以平衡强烈氣壓場之變化）。將同一縱或橫線上每相鄰兩測站之 G_L相加，即



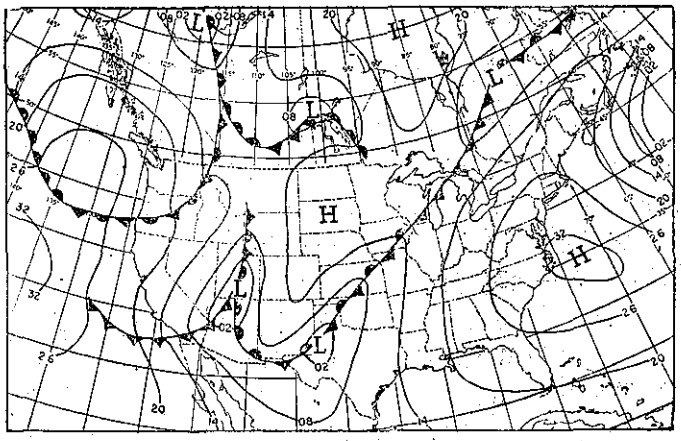
第三圖　1953年十一月十三日1230 GMT之實際地面圖

得沿此縱或橫線上G_L之總和。



第四圖與第五圖爲1953年十二月三日1830 GMT 另一次30小時地面預報圖與實際圖，可見其預報圖中若干部份與實際圖相去甚多，其得分爲89。

此項分數 S_1之變化範圍可在0至200之間根據實際應用之經驗，其絕對範圍約在 40 至110之間。其 80 個月考核成績之平均數值爲 67 。故1953年十一月十三日1230 GMT 一次之考核結果(49)爲高於平均之分數，而1953年十二月三日1830 GMT 一次之考核結果(89)則爲低於平均之分數。S_1之季節變化不大，八月份之平均數值爲 63.2,二月份之平均數值爲68.5，以八月份之一般考核結果爲較優，與實際之預報經驗亦相吻合。



第四圖　1953年十二月三日（1830GMT之地面預報圖）

S_1之重要變化常依數日之間隔而發生，視氣壓系統之大小，强度與運動之規律性而定。强大且運動較緩慢之氣壓系統存在時，其氣壓梯度預報之誤差可能較實際或預報梯度之總量爲小，其分數可在50至65之間。對於形態不顯著且運動較迅速之氣壓系統，其分數可上升至65至80之間。此種情形係由於天氣狀況之變化趨勢所造成，即使有難度係數 $1/\overline{M}|G_L|$ 之引入亦無從補償之。在長時間內，兩個技術熟練與否之預報人員，其平均分數不至超過10分，但有時在S_1函漸增大之情形，則對於預報人員頗爲不利。

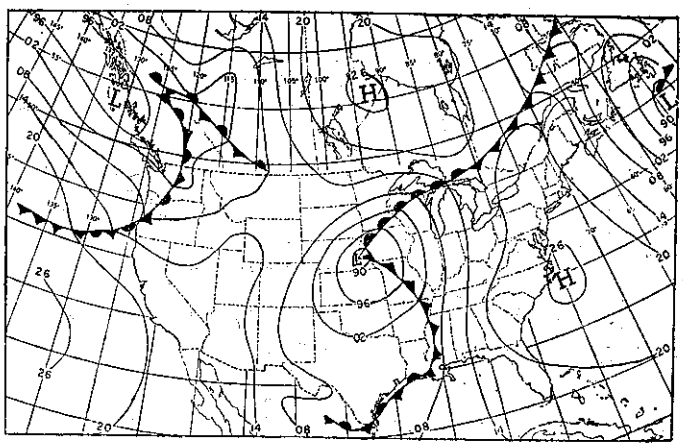
當一預報單位之人員每日分爲四班工作並繪製四張預報圖時，每人大都僅擔任一班之工作，且每日僅繪製一張預報圖，故每第四張圖即爲其本人所繪製。如以 $\frac{1}{7}\sum_{i=-3}^{3}(S_1)_i$ 爲所其繪製一張預報圖及其前後三張其他三班人員所繪製預報圖分數之七次平均分數，並以S_2爲此人所得一次分數與平均分數之較差，則：

$$S_2=S_1-\frac{1}{7}\sum_{i=-3}^{3}(S_1)_i$$

此亦爲考核所有預報人員相對工作能力之一種有效方法。此外尚有一種更此較精確之考核方法可顧及個人技術之熟練程度，因過於繁複，故此處不予討論。

關於地面預報圖上界面位移及强度變化之預報目前發尚無有效之考核方法，或地面預報圖之考核僅以氣壓場不變化爲限。

2. 高空預報圖之考核：高空預報圖通常以700毫巴或500毫巴等壓層爲根據，預報其高度型之變化，亦即西風長波之預報，包括槽(脊)線之位移及波幅之變化。高度型之預報亦可以Tewe's 與 Wobus 所建議之方法考核之，並以若干經緯度交叉點處之高度讀數代替地面圖上若干選擇測站之氣壓讀數。但一般情形僅考核其槽(脊)之位移，比較預報圖與實際圖上之槽(脊)線相差若干經度。700毫巴槽(脊)線之位移以 Rossby 之波速公式$C=u-\frac{\beta L^2}{4\pi^2}$預報之，關於此項公式之考核結果，Namias (1942)曾有詳細之討論。



第五圖　1953年十二月三日之實際地面圖

500 毫巴槽(脊)線之位移以 Petterssen 之波速公式$C=\frac{u-\frac{\beta L^2}{4\pi^2}\cos\gamma}{1+\left(\frac{L}{2\pi B}\right)^2}$預報之，其考核結果，Johannessen 與 Cressman(1952) 曾有詳細之討論。

三、各種氣象要素與天氣現象預報之考核

預報圖之考核，無論其爲氣壓型(地面)或高度型(高空)，均爲一種定性預報，並不表示若干重要氣象要素或天氣現象之量之變化。關於各種氣象要素與天氣現象之預報，目前以客觀法爲其比較有效之方法。此點作者於本刊第一卷第三期所發表「客觀預報法之原理與應用」一文已予討論。該文中所應用之考核方法，無論準確率或技術得分 (Skill Score) 均須根據對某一氣象要素或天氣現象所作預報之總次數及其命中或不命中之次數計算之，僅適用於各種預報方法本身效用之考核，不適用於短期預報方面多種氣象要素及天氣現象同時預報之考核。

關於各種氣象要素及天氣現象同時預報之考核，迄今尚無定論，惟吾人可列舉美國麻省理工學院氣象系與加省理工學院氣象系所應用之方法以爲討論之根據。

1. 麻省理工學院氣象系之考核方法

項目	預測	實際	扣分	項目	預測	實際	扣分	預測	實際	扣分
天空	碧空	碧空或 1/10	0	天氣	無	無	0	氣壓	同一等級或左右相鄰等級以內	0
		2/10 — 4/10	1			霧或降水	2		左右兩個等級以內	1
		其　他	2		雨	雨	0		其　他	2
	疏雲	1/10 — 6/10	0			雪，雷雨	1	溫度	同一等級以內	0
		9/10, 10/10, 遮蔽	2			無或霧	2		左右相鄰等級以內	1
		其　他	1		雪	雪	0		其　他	2
	裂雲	5/10 — 9/10	0			雨，雷雨	1	風向	如實際風力爲0,1,2級任何風向均可如在三級以上	
		碧空或 1/10	2			無或霧	2		± 45° 以內	0
		其　他	1		雷雨	雷雨(過去或現在)或遠電降水	0		± 90° 以內	1
	密雲	9/10, 10/10, 遮蔽	0			無或霧	1		其　他	2
		6/10 — 8/10	1		霧	霧或煙	0	風速	± 1 級以內	0
		其　他	2			無	1		± 3 級以內	1
						降　水	2		其　他	2

其中氣壓（毫巴）分爲≤1000，1001→1003，1004→1006，…，1037→1039，≥1040等15級，溫度（F°）分爲≤−10，−9→−5，−4→0，…，+51→+55，≥+56等15級。Widger 與 Palmer (1951) 更設計一種特殊之打洞卡片，應用 IBM 測驗記分機（Test Scoring Machine）迅速自動計算每一次全部項目預報之分數，適用於大班次學生預報成績之考核。每一次預報三個測站（任意指定，視需要隨時變更），每一測站預報三段時間（24，36及48小時），在每日檢討會之前繳入，次日上課開始時，發還由全班學生互相判分，交由本人核對研究後再繳還辦公室以便登記分數。

由兩校記分標準之比較，可見此種考核方法之出入甚大。加省理工包括之項目較麻省理工完備，但麻省理工之記分方法較加省理工爲簡單。麻省理工之考核方法可採用打洞卡片以測驗記分機自動判分，但加省理工方法則不可能。如有大量預報需要判分，自然應用機械自動判分爲一極大之便利。由此可知此種考核方法未成熟，大有研究之餘地。

四、結　　論

綜觀上述，可知每一氣象機構無論考核其業務，人員或技術，必須自天氣預報之考核着手。Allen 在天氣預報考核專題討論會中認爲製作一天氣預報有如推行一科學試驗，預報如不加以考核即等於試驗而不問其結果。Mook 認爲天氣預報爲每一氣象機構之主要「產品」故天氣預報之考核尤爲產品之「品質管制」，隨時藉考核之實施以提高其品質之標準。Petterssen 即認爲每一氣象機構預報工作之良好表現乃每個人能力之總和，每個人必須發揮最大之能力始能獲得整個團體之最高評價。故天氣預報之考核確爲吾人必須特別注意之一問題。

爲促進天氣預報質與量之共同進步及其密切之配合應用，吾人今後對於天氣預報之考核必須就預報圖及各種氣象要素與天氣現象之預報（Prognosis）同時予以顧及。偏重理論之氣象學家認爲預報圖之準確與否已足以代表天氣預報之考核，尤以應用高空圖從事數值預報之部份人員大都如是，偏重實用之氣象學家則認爲祇須各種氣象要素及天氣現象之預報能於準確，即不一定再需要預報圖，多數有經驗之熟練預報人員大都作如是之主張。作者認爲二者應並重，在分數方面應各作50%，始可構成一完善之考核制度。

關於預報圖之考核，無論高空或地面，作者認爲均可適用 Tewels與 Wobus 所設計之方法，惟宜於一律以經緯度交叉點爲準，以節省計算之時間。關於各種氣象要素與天氣現象之考核，雖然麻省理工與加

參考文獻見41頁

2. 加省理工學院氣象之考核系方法

項目		分數		
總雲量		N = 0−1 ○ +2 N = 2−4 ◐ +2 N = 5−9 ● +2	上下相差一級 +1 上下相差二級 0	
雨雲		雨 +3 雪 +2	雖雨見雪或報雪見雨 +1 未報或不中 0	
特殊天氣		霧 1 +2 2 +4	不中 −2 不中 −3	
		煙霾或雷雨 1 +2 2 +4	相差一級 +2, 不中−1 相差一級 +2, 不中−2	
		雨夾雪或凍雨 1 +3 2 +6	相差一級 +3, 不中−1 相差一級 +3, 不中−2	
雲幕高（千呎）		5 或>5 +1 1 — 5（含） +2 1 或<1 +4	錯誤無分	
能見度（哩）		5 或>5 +1 2 — 5（含） +2 2 或>2 +4	錯誤無分	
降水量（十二小時內總量）（吋）		無 0—.02 +1 小 .01—.30 +2 中 .25—.80 +4 大 >.75 +6	中，大降水間，上下相差一級 +3 小，中降水間，上下相差一級 +1	
地面風	風向	±45以內 +2	其他無分	
	風力（級）	輕風 0 — 3 +1 和風 4.5 +1 強風 6.7 +4 暴風 27 +6	錯誤無分	
高空風（10,000呎）	風向	± 40°以內 +2	其他無分	
	風力（級）	輕風 0 — 3 +1 和風 4.5 +1 強風 6.7 +1 暴風 27 +1		
溫度或露點（°F）		預報與實際相差 0 — 5 0 6 — 10 −1 11 — 15 −2 16 — 20 −3 21 — 25 −4 餘類推	每遺漏溫度或露點一處 −3	

渦度方程式之介紹

徐明同

1. 緒　言

氣象學自引用數學的方法解釋後，許多學者多利用理想流體的運動方程式來表示非常複雜的大氣運動，而想積分此基本微分方程式。但因處於複雜的境界條件（Boundary Condition）之下，欲分解此運動方程式非常不容易。過去約三十年間，許多學者均向此方向努力，但終歸失敗。我們回想以往科學進步的歷史，每當遇到困難而不能解決的事項時，每再遵循另一觀點出發。例如氣體分子每一個體的運動原是非常複雜的，但因有了氣體運動論的概念，乃獲得很大的成果。而量子力學發見後，對於原子物理學始有發展等是。由此可見尋討現象之簡單而本質的因子是非常必要的。在氣象力學方面同樣情形即亦應尋覓此一本質的因子。Rossby 於1939年發見這因子，那就是對於絕對空間的渦度。換言之，即絕對渦度（Absolute Vorticity）。第二次世界大戰時，在美國曾以芝加哥大學爲中心而研究此絕對渦度的理論。關於渦度方程式（Vorticity Equation）的名稱於 1945年左右才開始使用。當美國應用渦度方程式研究偏西風波動的時候，另一方面1941年左右，日本正野氏亦創渦動波（Vortical Wave）的概念來研究颱風的理論。戰時陷於絕交的兩方，同樣引用一種新的概念，而做進一步的研究，從科學發達史的觀點看，可說是一件相當有趣的事實。

那麼渦度方程式究竟是什麼呢？

今日所謂渦度方程式可分爲三種，第一種是 Oberbeck於 1882年從運動方程式導出的，即

$$\frac{\partial u}{\partial t}-Zv=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x}\ ,\ \frac{\partial v}{\partial t}+Zu=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y} \qquad (1.1)$$

上式符號中 Z 爲絕對渦度，$P=p+\frac{1}{2}\rho V^2$ 爲全壓。

Oberbeck 利用此方程式研究低氣壓，但他並不特別注意絕對渦度的概念，亦未强調此項的物理意義。其後1943年正野氏於研究變壓風(Isallobaric Wind)理論時才注意此絕對渦度垂直成分的重要性。

第二種同樣由運動方程式改變而來的。此式和流體力學之 Helmholtz 之方程式對應的。於1914年 Hesselberg 與 Friedmann 第一次引用於氣象學，即

$$\left.\begin{aligned}\frac{d}{dt}\left(\frac{Z_x}{\rho}\right)&=\frac{Z_x}{\rho}\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{Z_y}{\rho}\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{Z_z}{\rho}\frac{\partial u}{\partial z}\\ \frac{d}{dt}\left(\frac{Z_y}{\rho}\right)&=\frac{Z_x}{\partial}\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{Z_y}{\partial}\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{Z_z}{\rho}\frac{\partial v}{\partial z}\\ \frac{d}{dt}\left(\frac{Z_x}{\rho}\right)&=\frac{Z_x}{\rho}\frac{\partial w}{\partial x}+\frac{Z_y}{\rho}\frac{\partial w}{\partial y}+\frac{Z_z}{\rho}\frac{\partial w}{\partial z}\end{aligned}\right\} \qquad (1.2)$$

上式符號中Z_x，Z_y 及Z_z 各爲絕對渦度的 x,y及 z 方向的成分，ρ爲密度。其後於1941年荒川氏用向量型式表示，即

$$\frac{\partial(\mathrm{rot}\mathbb{V})}{\partial t}+(\mathbb{V}\cdot\nabla)(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)+(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\mathrm{div}\mathbb{V}-\{(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\nabla\}\mathbb{V}$$
$$=\mathrm{rot}\mathbb{K}+\frac{1}{\rho^2}[\nabla\rho\times\nabla P] \qquad (1.3)$$

上式符號，$\mathbb{V}$爲速度，ω爲地球廻轉之角速度，p爲氣壓，∇爲梯度（Gradient），div 爲輻散(Divergence)，rot 爲廻轉（Rotation），$\mathbb{K}$爲外力。(1.3) 式又可以表示如下。

$$\frac{d(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)}{\partial t}+(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\mathrm{div}\mathbb{V}-\{(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\nabla\}\mathbb{V}=\mathrm{rot}\mathbb{K}+\frac{1}{\rho^2}[\nabla\rho\times\nabla\rho] \qquad (1.4)$$

上式中$\frac{d}{dt}$是運動質點之實質(Individual)微分，$\frac{\partial}{\partial t}$是局部（Local）微分，而兩者有下列關係，即

$$\frac{d}{dt}=\frac{\partial}{t\partial}+u\frac{\partial}{\partial x}+v\frac{\partial}{\partial y}+w\frac{\partial}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial t}+\mathbb{V}\cdot\nabla \qquad (1.5)$$

第三種是荒川氏導出的(1.4)式之垂直成分簡化的，或者由水平運動之方程式導出，即

$$\frac{dZ}{dt}+ZQ=N \qquad (1.4)$$

上式中Z爲絕對渦度垂直成分，Q爲水平輻散，N爲力管項（Solenoid Term）。本文所謂渦度方程式，就是第三種型式。由此方程式 Rossby 於1939年研究無輻散，正壓（Barotropic）的場合得Z＝const.，而得到的偏西風波動之緯流（Zonal Current）風速，波長，傳播速度之關係。其後1940年 Haurwitz ，1945年 Craig，1946年 Neamtan ，1947年 Gambo 諸氏繼續研究乃獲逐漸發展此一理論。

2. 渦度方程式之導出及其意義

在廻轉地球上，Euler 流體力學之微分方程式，如假定空氣是非壓縮流體時，運動方程式可以用下式表示，

即 $$\frac{d\mathbb{V}}{dt}+2(\omega\times\mathbb{V})=\mathbb{K}-\frac{1}{\rho}\nabla p+\nu\nabla^2\mathbb{V} \qquad (2.1)$$

利用(1.5)式，(2.1)式可寫 $$\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial t}+(\mathbb{V}\cdot\nabla)\mathbb{V}+2(\omega\times\mathbb{V})=\mathbb{K}-\frac{1}{\rho}\nabla p+\nu\nabla^2\mathbb{V} \qquad (2.2)$$

上式中ν爲動黏度係數（Coefficient of Kinematic Viscosity），

$\nabla^2=\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}$ 爲 Laplacian。

現在緯度ϕ之地點取x軸及y軸爲水平面內之東方和北方，取z軸爲垂直上方，而外力假定僅有氣壓梯度時(2.1)式用無向量表示，即

$$\left.\begin{aligned}
&\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial x}+2\omega(w\cos\phi-v\sin\phi)&&=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}\\
&\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}+2\omega u\sin\phi&&+-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}\\
&\frac{\partial w}{\partial t}+u\frac{\partial w}{\partial x}+v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}-2\omega u\cos\phi&&=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}
\end{aligned}\right\} \qquad (2.3)$$

如再假定 w＝o，即二次元運動上式變爲

$$\left.\begin{aligned}
&\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}-\lambda v=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}\\
&\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+\lambda u=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}
\end{aligned}\right\} \qquad (2.4)$$

上式中$\lambda=2\omega\sin\phi$。

(2.4)式之上式對於y微分，下式對於x微分後，兩邊相減可得 $$\frac{\partial Z}{\partial t}+u\frac{\partial Z}{\partial x}+v\frac{\partial Z}{\partial y}+ZQ=N \qquad (2.5)$$

或者 $$\frac{dZ}{dt}+ZQ=N \qquad (2.6)$$

上式中$Q=\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}$爲水平輻散，$Z=\zeta+\lambda$ 爲絕對渦度之垂直成分，$\zeta=\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}$ 爲相對渦度。在廻轉地球上靜止的我們所觀測的渦度，即相對渦度 ζ。如 Coriolis 因子 $2\omega\sin\phi$ 由λ表示，那麼對於絕對空間之成分可用（$\zeta+\lambda$）表示。此項稱爲絕對渦度之垂直成分，普通用Z表示。$N=\frac{\partial}{\partial y}(\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x})-\frac{\partial}{\partial x}(\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y})$ $=\frac{1}{\rho^2}(\frac{\partial\rho}{\partial x}\frac{\partial p}{\partial y}-\frac{\partial\rho}{\partial y}\frac{\partial p}{\partial x})=\frac{1}{\rho^2}J(\frac{\rho,p}{x,y})$爲力管項，J爲 Jacobian 記號。

(2.5) 式和 2.6)式表示渦度之變化而稱爲渦度方程式。

設正壓， $N=O$， $$\frac{dZ}{dt}+ZQ=O, \qquad (2.7)$$

又設無輻散時 $Q=O$， $\frac{dZ}{dt}=O$積分之得， $$Z=\zeta+\lambda=\text{Const.} \qquad (2.8)$$

(2.8) 式表示絕對渦度保存之法則（Law of Conservation of Absolute Vorticity）。

利用向量表示，運動方程式爲

$$\frac{d\mathbb{V}}{dt}+2[\omega\times\mathbb{V}]=\mathbb{K}-\frac{1}{\rho}\nabla p \qquad (2.9)$$

或者 $$\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial t}+(\mathbb{V}\cdot\nabla)\mathbb{V}+2[\omega\times\mathbb{V}]=\mathbb{K}-\frac{1}{\rho}\nabla p \qquad (2.10)$$

如運用 rot 於上式的兩邊，而用下列之關係，

$$\mathrm{rot}\left(\frac{\partial \mathbb{V}}{\partial t}\right)=\frac{\partial}{\partial t}(\mathrm{rot}\mathbb{V})$$

$$\mathrm{rot}\{(\mathbb{V}\cdot\nabla)\mathbb{V}\}=(\mathbb{V}\cdot\nabla)\mathrm{rot}\mathbb{V}-(\mathrm{rot}\mathbb{V}\cdot\nabla)\mathbb{V}+\mathrm{rot}\mathbb{V}.\mathrm{div}\mathbb{V}$$

$$\mathrm{rot}[\omega\times\mathbb{V}]=(\mathbb{V}\cdot\nabla)\omega-(\omega\cdot\nabla)\mathbb{V}+\omega\cdot\mathrm{div}\mathbb{V}-\mathbb{V}\cdot\mathrm{div}\omega$$

$$\mathrm{rot}\left(\frac{1}{\rho}\nabla p\right)=\frac{1}{\rho}\mathrm{rot\ grad\ p}+\mathrm{grad}\frac{1}{\rho}\times\mathrm{grad\ p}$$

$$=-\frac{1}{\rho^2}\mathrm{grad}\ \rho\times\mathrm{grad\ p}=-\frac{1}{\rho^2}[\nabla\rho\times\nabla p]$$

$$\mathrm{div}\ \omega=O$$

我們可得渦度方程式如下

$$\frac{\partial(\mathrm{rot}\mathbb{V})}{\partial t}+(\mathbb{V}\cdot\nabla)(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)+(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\mathrm{div}\mathbb{V}-\{(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\nabla\}\mathbb{V}$$

$$=\mathrm{rot}\ \mathbb{K}+\frac{1}{\rho^2}[\nabla\rho\times\nabla p]\qquad(2.11)$$

(2.11) 式和(1.3)式相同。

再用如下關係

$$\mathrm{rot}\{(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\times\mathbb{V}\}=(\mathbb{V}\cdot\nabla)(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)-\{(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\nabla\}\mathbb{V}$$

$$+(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\cdot\mathrm{div}\mathbb{V}-\mathbb{V}\{\cdot\mathrm{div}(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)$$

$$\frac{\partial\omega}{\partial t}=O,\quad \mathrm{div}\ \omega=O,\quad \mathrm{div\ rot}\ \mathbb{V}=O$$

我們可得渦度方程式如下

$$\frac{\partial(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)}{\partial t}+\mathrm{rot}\{(\mathrm{rot}\mathbb{V}+2\omega)\times\mathbb{V}\}=\mathrm{rot}\ \mathbb{K}+\frac{1}{\rho^2}[\nabla\rho\times\nabla P]\qquad(2.12)$$

由此可知此式包括(2.6)式。

從另一觀點，渦度方程式亦可同樣導出。我們知道 V. Bjerknes 的環流定理 (Circulation Theorem) 如下，即 $\frac{dc}{dt}=-\lambda\frac{ds}{dt}-\oint\frac{dp}{\rho}$ (2.13)

$C=\oint\mathbb{V}\cdot d\mathbb{r}$ 爲環流，ds爲面積素分

利用流體力學之 Stokes 定理〔即 $\oint\mathbb{V}\cdot d\mathbb{r}=\iint\mathrm{rot}\mathbb{V}\cdot ds$〕， $C=\iint\zeta ds$ (2.14)

$$\therefore\quad \frac{dc}{dt}+\lambda\frac{ds}{dt}=\frac{d}{dt}\iint(\zeta+\lambda)ds$$

另外 $$-\oint\frac{dp}{\rho}=-\oint\frac{1}{\rho}\ \mathrm{gradp}\cdot d\mathbb{r}=-\iint\mathrm{rot}\left(\frac{1}{\rho}\mathrm{gradp}\right)ds$$

因此 $$\frac{d}{dt}\iint(\zeta+\lambda)\ ds=-\iint\mathrm{rot}\left(\frac{1}{\rho}\mathrm{grad\ p}\right)ds\qquad(2.15)$$

茲假定下列 (1) 理想流體，(2) 正壓等條件力管項就等於零

$$\therefore\quad \frac{d}{dt}\iint(\zeta+\lambda)dS=O\qquad(2\ 16)$$

如斷面積 $S=\mathrm{Const.}$ $\zeta+\lambda=\mathrm{Const.}$ (2.17)

與 (2.8) 式完全相同。

此式 Z 等於常數的意義是如此。例如某一渦管在運動時此渦管的 Z 維持常數，如與相隣的渦管比較，就有相差。

依照 Lagrange 流的想法，水平輻散等於流體素分的面積之膨脹率除面積，即 $Q=\frac{1}{S}\frac{dS}{dt}$ (2.18)

(2.18)入式代(2.7)式，可得 $\frac{dZ}{dt}+Z\frac{1}{S}\frac{dS}{dt}=O\quad\therefore\quad\frac{d}{dt}(ZS)=O$

因此 $ZS=\mathrm{Const.}$ (2.19)

此式表示渦管之面積S變小時，絕對渦度變大，而 S 變大時Z就變小。換言之，有水平輻散時絕對渦度減少，有水平輻合時，則絕對渦度增加。

又 Lagrange 流之連續方程式表示實質部分之質量等於一定，用數式表示，即 $\frac{d}{dt}(\rho SH)=O$ (2.20)

上式H爲渦管之高度。

(2.19) 式和 (2.20) 式可得 $\frac{d}{dt}(\frac{Z}{\rho H})=O$

因此 $$\frac{Z}{\rho H}=Const \qquad (2.21)$$

(ρH) 爲單位面積氣柱(渦管)的重量，故等於上下面之氣壓差$\triangle p$，

$$\therefore \frac{Z}{\triangle p}=Const \qquad (2.22)$$

設 $\triangle p_s=100mb$，$\lambda_s=10^{-4}sec^{-1}$(在緯度44°20' $\lambda=10^{-4}sec^{-1}$) 時，ζ由ζ_s表示之，

$$\frac{Z}{\triangle p}=\frac{\zeta_s+\lambda_s}{\triangle p_s} \quad \therefore \zeta_s=Z\frac{\triangle p_s}{\triangle p}-\lambda_s \qquad (2.23)$$

上式中ζ_s稱爲位渦 (Potential Vorticity)。

如上面所述，渦度方程式有種種的表示方法，由此可知渦度方程式是表示渦度變化之狀況。因取絕對渦度爲媒介而得簡單的表示法，結果成功且能把握現象的本質。我們如知道偏西風波動的理論，即知道這個概念及它所發揮的有効力量。由此渦度分析 (Vorticity Analysis)，渦度法 (Vorticity Method)，位渦 (Potential Vorticity) 等等之概念和方法遂得逐漸發展。

3. 渦度方程式之變形

由 (2.7) 式 $$\frac{\partial Z}{\partial t}+u\frac{\partial Z}{\partial x}+v\frac{\partial Z}{\partial y}+ZQ=O \qquad (3.1)$$

設$\frac{\partial\lambda}{\partial y}=\frac{\partial(2\omega\sin\phi)}{\partial y}=2\omega\cos\phi\frac{\partial\phi}{\partial y}=\frac{2\omega\cos\phi}{R}\equiv\beta$，$\beta$爲 Rossby 因子。R爲地球半徑，(3.1)式可變爲

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}+u\frac{\partial\zeta}{\partial x}+v\frac{\partial\zeta}{\partial y}+\beta v+(\zeta+\lambda)(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y})=O \qquad (3.2)$$

設無輻散時，

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}+u\frac{\partial\zeta}{\partial x}+v\frac{\partial\zeta}{\partial y}+\beta v=O \qquad (3.3)$$

由$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=O$，設流線函數 (Stream Function) ψ，即

$$u=-\frac{\partial\psi}{\partial y}, \quad v=\frac{\partial\psi}{\partial x} \qquad (3.4)$$

$$\zeta\equiv\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}=\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\psi}{\partial y^2}\equiv\nabla^2\psi \qquad (3.5)$$

(3.5) 式代入 (3.3) 式可得，

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}-\frac{\partial\psi}{\partial y}\frac{\partial}{\partial x}+\frac{\partial\psi}{\partial x}\frac{\partial}{\partial y}\right)\nabla^2\psi+\beta\frac{\partial\psi}{\partial x}=O \qquad (3.6)$$

此式由 Haurwitz (1940年)，Craig (1945年)，Neamtan (1946年) 諸氏得到解。

現在設R爲地球半徑，θ爲餘緯度(Colatitude)，φ爲經度，u爲北南方向速度成分，v爲東西方向速度成分，ω爲地球廻轉的角速度而求球面座標表示的渦度方程式，

$$\zeta\equiv\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}=\frac{1}{R\sin\theta}\left\{\frac{\partial}{\partial\theta}(\sin\theta\cdot v)-\frac{\partial u}{\partial\varphi}\right\}$$

$$=\frac{1}{R}\left\{\frac{\partial v}{\partial\theta}+v\cot\theta-\frac{1}{\sin\theta}\frac{\partial u}{\partial\varphi}\right\}$$

$$\frac{d}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial\theta}\frac{\partial\theta}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial\varphi}\frac{\varphi\partial}{\partial t}$$

$$R\frac{\partial\theta}{\partial t}=u \qquad \therefore \frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{u}{R}$$

$$R\sin\theta\cdot\frac{\partial\varphi}{\partial t}=v \qquad \therefore \quad \frac{\partial\varphi}{\partial t}=\frac{v}{R\sin\theta}$$

因此，
$$\frac{d}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}+\frac{u}{R}\frac{\partial}{\partial\theta}+\frac{v}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}$$

又
$$\frac{d}{dt}(2\omega\cos\theta)=-2\omega\sin\theta\cdot\frac{d\theta}{dt}=-\frac{2\omega}{R}\sin\theta\cdot u$$

依照絕對渦度保存之法則 (2.8) 式

$$\zeta+\lambda=\zeta+2\omega\cos\theta=\text{const.}$$

$$\therefore \quad \frac{d\zeta}{dt}+\frac{d\lambda}{dt}=0 \tag{3.7}$$

上面之關係，代入(3.7)式可得，

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+\frac{u}{R}\frac{\partial}{\partial\theta}+\frac{v}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}\right)\left(\frac{\partial v}{\partial\theta}+v\cot\theta-\frac{1}{\sin\theta}\frac{\partial u}{\partial\varphi}\right)\frac{1}{R}-\frac{2}{R}\omega u\sin\theta=0$$

$$\therefore \quad \left(\frac{\partial}{\partial t}+\frac{u}{R}\frac{\partial}{\partial\theta}+\frac{v}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\varphi\partial}\right)\left(\frac{\partial v}{\partial\theta}+v\cot\theta-\frac{1}{\sin\theta}\frac{\partial u}{\partial\varphi}\right)=2\omega u\sin\theta \tag{3.8}$$

Haurwitz，Craig，Neamtan諸氏由 (3.8) 式而論球面座標之場合。

又於1949年 Charney 與 Eliassen 考慮有力管項之場合。如地衡風 (Geostrophic Wind) 代λ (2.6)式Q變爲零，所以他們先把 (2.6) 式做適當的變形後而代λ地衡風。這個步驟稱爲準地衡風近似 (Quasi-geostrophic Approximation)，卽 (2.6) 式之N由地衡風近似而變形後再省略微小項，

於地衡風 $u=-\frac{1}{\rho\lambda}\frac{\partial p}{\partial y}$，　$v=\frac{1}{\rho\lambda}\frac{\partial p}{\partial x}$ (3.9)

(3.9) 式代入 (2.6) 式之N可得，

$$N=\frac{1}{\rho_2}\left\{\frac{\partial\rho}{\partial x}(-\rho\lambda u)-\frac{\partial\rho}{\partial y}(\rho\lambda v)\right\}=-\frac{\lambda}{\rho}\left(u\frac{\partial\rho}{\partial x}+v\frac{\partial\rho}{\partial y}\right) \tag{3.10}$$

那麼 (2.6) 式變爲

$$\frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)+(\zeta+\lambda)Q+\frac{\lambda}{\rho}\left(u\frac{\partial\rho}{\partial x}+v\frac{\partial\rho}{\partial y}\right)=0 \tag{3.11}$$

玆假定$\zeta\ll\lambda$，且省略微小項ζQ，然後由向量形式表示，且∇_H爲二次元向量運算素

$$\frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)+\lambda\nabla_H\cdot\mathbb{V}+\frac{\lambda}{\rho}\mathbb{V}\cdot\nabla_H\rho=0$$

$$\therefore \quad \frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)+\frac{\lambda}{\rho}\nabla_H\cdot(\rho\mathbb{V})=0 \tag{3.12}$$

取上式之質量平均，$\frac{1}{p_0}\int_0^{p_0}\frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)\,dp=\overline{\frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)}$

$$\frac{1}{P_0}\int_0^{p_0}\frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)dp+\frac{1}{p_0}\int_0^{p_0}\frac{\lambda}{\rho}\nabla_H\cdot(\rho\mathbb{V})dp=0$$

$dp=-\rho g dz$　代入上式第二項，

$$\overline{\frac{d}{dt}(\xi+\lambda)}=\frac{g\lambda}{p_0}\int_\infty^0\nabla_H\cdot(\rho\mathbb{V})dz=0 \tag{3.13}$$

依照 Bjerknes 之趨勢方程式 (Tendency Equation)，

$$\frac{\partial p_0}{\partial t}=-g\int_0^\infty\nabla_H\cdot(\rho\mathbb{V})dz+g\rho_0 w_0 \tag{3.14}$$

(3.14) 式代入 (3.13) 式可得，

$$\overline{\frac{d}{dt}(\zeta+\lambda)}=\frac{\lambda}{p_0}\left(\frac{\partial p_0}{\partial t}-g\rho_0 w_0\right)=\frac{\lambda}{p_0}\frac{\partial p_0}{\partial t}-\frac{\lambda}{H}w_0 \tag{3.15}$$

上式中添字o表示地面值，$H=\frac{p_0}{g\rho_0}$爲均勻大氣之高度 (Height of Homogeneous Atmosphere)。

Charney 與 Eliassen 把渦度方程式由 (3.15) 式表示，再做若干假定，利用小擾動法 (Small Pertur-

bation Method）求出線型微分方程式，然後再利用 Fourier 級數積分之，而試用於偏西風擾亂之數值預報，而得到良好的成績。

4. 渦度方程式之應用實例

（1） 越過赤道的氣流運動

假定氣流的運動無輻散，由 (2.8) 式可得 $\frac{dZ}{dt}=\frac{d\zeta}{dt}+\frac{d\lambda}{dt}$

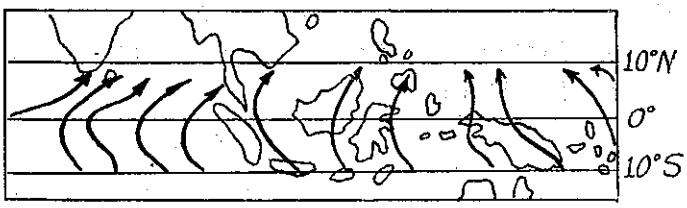
$$\frac{d\lambda}{dt}=\frac{d}{dt}(2\omega\sin\phi)=2\omega\cos\phi\frac{d\phi}{dt}=2\omega\cos\phi\frac{v}{R}$$

v 爲向北極之速度成分。

上式代 λ (2.6) 式，即 $\frac{d\zeta}{dt}=-\frac{2\omega\cos\phi}{R}v-(\zeta+2\omega\sin\phi)Q$ (4.1)

現因Q＝O，且φ＝O，故 $\frac{d\zeta}{dt}=-\frac{2\omega}{R}v$ (4.2)

由 (4.2) 式可知如氣流由南向北進行，氣塊之渦度減少。所以自南半球出發時渦度爲零之氣塊，到達北半球時，此氣塊有負渦度。反之，由北半球出發的氣流如越過赤道，流至南半球時，就有正渦度。換言之，双方的場合，均有高氣壓性渦度，如無視水平之切力(Shear)就有高氣壓性曲率。印度夏季的季風就是其例。因夏季在亞洲大陸有溫暖的低壓部，所以南半球之東南信風的分流，越過赤道時，就有高氣壓性之轉彎，如第一圖在印度即形成西南季風。



第一圖 七月之流線

（2） 越過山脈之氣流

當廣濶而正直的氣流越過山脈時，在下風之方向形成流線之谷線，可見於日常天氣圖中。現假定有一簡單的場合，即氣流由西向東進的直線帶狀流而氣流中無水平方向之切力。且如第二圖表示山脈和氣流成垂直，地球表面無摩擦。那麼地表面附近之空氣素分，在山前就上昇，山後就下降。若大氣之成層安定時，某一高層之流線可假定爲不受障礙物之影響。此層以下之氣流，在山前愈近山頂，垂直收縮愈大，而發生水平輻散。在山後之氣流發生垂直伸展和水平輻合。此時渦度之變化可用下式表示，即由 (4.1) 式

$$\frac{d\zeta}{dt}=-\frac{2\omega\cos\phi}{R}v-(\zeta+2\omega\sin\phi)Q$$

依照假定氣流爲直線帶狀流，故 v＝O

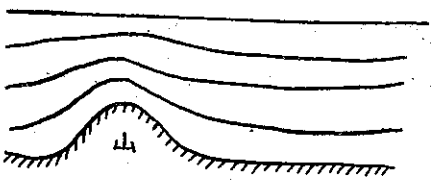
$$\frac{d\zeta}{dt}(=-(\zeta+2\omega\sin\phi)Q \qquad (4.3)$$

由 (4.3) 式可知在山前因水平輻散爲正，所以空氣素分可得高氣壓性之渦度。又在山後，因水平輻散爲負，所以空氣素分可得低氣壓性之渦度。因我門假定氣流到達山脈以前，氣流爲直線帶狀流，即氣流無曲線率和切力，所以氣流由山前上昇時增加高氣壓性之渦度，於抵達山頂時爲極大，在山後時減小。如 (4.3) 式完全成立，空氣素分於上昇時所得之渦度，至下降時即告消失而空氣素分如第二圖由斷線所表示，一直離開山。但另一方面空氣素分得高氣壓性渦度時，同時得到向南之速度成分。因此氣流之變形就依照 (4.1) 式。即因V＜O，通常 (4.1) 式右邊第一項是正，而到達山頂爲至有受輻散之影響，但第二項比第一項爲小。過了山頂 (4.1) 式右邊第一項及第二項均爲同符號，所以空氣素分下降時比上昇時可得更多之渦度，因此如第二圖所示，氣流帶有低氣壓性之曲率而離開山脈。

（3） 帶狀流之擾動

J. Bjerknes 於1937年，曾利用帶狀流擾亂的理論而定性的研究溫帶低氣壓之運動。此後定量的研究便首先由 Rossby 於1939年行之，而於1940年Haurwitz 擴展 Rossby 的理論。接着又有許許多多的研究，例如19

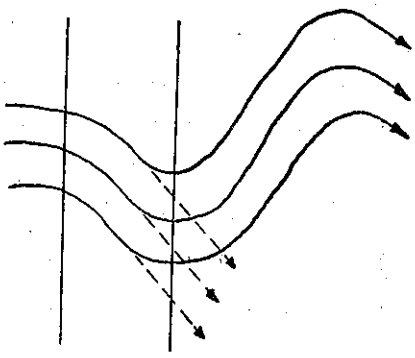
44年 J.Bjerknes 與 J. Holmboe，1945年 Holmboe 等，Riehl，Craig，1946 年 Neamtan 1947 年 Gambo 等等。茲將Rossby 及 Haurwitz的理論介紹如下。



前面說過 Rossby 假定均勻水平氣流，無輻散運動，且不受摩擦影響時，由絕對渦度保存之法則出發。由

(2.8)式 $\frac{d\zeta}{dt}+\frac{d\lambda}{dt}=O$ 設 $\beta=\frac{\partial\lambda}{\partial y}=\frac{2\omega\cos\phi}{R}$

(4.1) 式變爲， $\frac{d\zeta}{dt}=-\beta v$ (4.4)



第 二 圖

於(4.4)式中，我們假定沿緯度圈由一定速度U，而流的氣流，有小擾動u'，v'之場合

$u=U+u'$， $V=v'$

因U與x及y無關， $\zeta=\zeta'=\frac{\partial v'}{\partial x}-\frac{\partial u'}{\partial y}$

由 (4.4) 式 $\frac{\partial\zeta}{\partial t}+u\frac{\partial\zeta}{\partial x}+v\frac{\partial\zeta}{\partial y}=-\beta v$

代λ上例關係可得， $\frac{\partial\zeta}{\partial t}+U\frac{\partial\zeta}{\partial x}+\left(u'\frac{\partial\zeta}{\partial x}+v'\frac{\partial\zeta}{\partial y}\right)=-\beta v'$ (4.5)

利用小擾亂體，(4.5) 式左邊括弧內因其量微小可予省略，(4.5) 式變爲

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}+U\frac{\partial\zeta}{\partial x}=-\beta v' \qquad (4.6)$$

由此偏微分方程式而求波速C及波長L之關係，設下列假定，

（a） 擾動波之波形不變而進行，且向東之波速爲C $\frac{d\zeta}{dt}=O$ 或 $\frac{\partial\zeta}{\partial t}=-C\frac{\partial\zeta}{\partial x}$

（b） 擾動波與y方向無關，即南北司形無限廣濶， $\frac{\partial u}{\partial y}=O$ $\therefore\ \zeta=\frac{\partial v'}{\partial x}$

（c） 擾動波爲波長L之正弦波 $v'=v_o\ \sin\frac{2\pi}{L}(x-ct)$

利用以上三個假定時，(4.6) 式變爲非常簡單。即由假定 (a) $(U-C)\frac{\partial\zeta}{\partial x}=-\beta v'$

由假定 (b) $(U-C)\frac{\partial^2 v'}{\partial x^2}=-\beta v'$

由假定 (c) $\frac{4\pi^2}{L^2}(C-U)-\beta=O$

即 $$C=U-\frac{\beta L^2}{4\pi^2} \qquad (4.7)$$

由上式如已知擾動波之波長L，即可求波速C。於(4.7)式C＝O，即停留波之波速假定爲L_S，

$$L_S=2\pi\sqrt{\frac{U}{\beta}} \qquad (4.8)$$

由 (4.7) 式和 (4.8) 式可得， $C=U\left(1-\frac{L^2}{L_S^2}\right)$ (4.9)

由上式可知，比L_S更長的擾動波，C＜O，故此波向西進行。比L_S短的擾動波C＞O，故向東進行。此關係對於大氣構造之研究非常重要。

此後於1940年 Haurwitz 擴充 Rossby 的理論。假定y方向有有限的廣幅。由 (3.6) 式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}-\frac{\partial\psi}{\partial y}\frac{\partial}{\partial x}+\frac{\partial\psi}{\partial x}\frac{\partial}{\partial y}\right)\nabla^2\psi+\beta\frac{\partial\psi}{\theta x}=O$$

和 Rossby 之理論相同，假定 $u=U+u'$，$V=v'$

而適用小擾動法可得 $\left(\frac{\partial}{\partial t}+U\frac{\partial}{\partial x}\right)\nabla^2\psi+\beta\frac{\partial\psi}{\partial x}=O$ (4.10)

求上式時設解 $\psi = C\cos\frac{2\pi}{D}y\cos\frac{2\pi}{L}(x-ct)$ (4.11)

但D爲擾動之廣幅。(4.11) 式代入 (4.10) 式即可得

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}\frac{D^2}{D^2+L^2} = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}\frac{1}{1+\frac{L^2}{D^2}} \tag{4.12}$$

設停留波之波長爲L's， $L'_s = 2\pi\sqrt{\frac{U(1+L_s'^2/D^2)}{\beta}}$ (4.13)

由上面所述而知，有了渦度方程式之概念以後，偏西風波動之理論乃逐漸發達。至其他亦須加以考慮者，如摩擦之影響，外力之影響等，則因這些理論不是本文之目的，不再詳述。

(4) CAV 流跡法 (Constant Absolute Vorticity Trajectory Method)

實際上，上層之擾動波並非如 Rossby 所假定的正弦波。所以需要更一般性的方法來處理此一問題，於1940年 Rossby 把相對渦度ζ由$\frac{V}{r}$近似，而提案絕對渦度一定的流跡線，即CAV流跡線而應用於繪製天氣預報圖 (Prognostic Weather Chart)

相對渦度ζ由極座標表示時， $\zeta = \frac{\partial V}{\partial n} + \frac{V}{r}$ (4.14)

上式中r爲流線之曲率半徑，n爲流線的法線方向之長度，V爲氣流之速度。

相當發達之帶狀流，水平切力可以不顧，即 $\frac{V}{r} \gg \frac{\partial V}{\partial n}$

所以絕對渦度保存之法則變爲 $\frac{V}{r} + \lambda = \text{Const.}$ (4.15)

在定常狀態時，流線和流跡線是一致的，所以 r 也可說是流跡線之曲率半徑。

現在於緯度ϕ_0時，假定$\lambda = \lambda_0$，且曲率變爲無限大，則 $\frac{V}{r} = \lambda - \lambda_0$ (4.16)

又λ之緯度變化由一次式置換， $\lambda = \lambda_0 + \beta y$ (4.17)

那麼 (4.16) 式變爲 $\frac{V}{r} = -\beta y$ (4.18)

第 三 圖

積分(4.18) 式就可得正確的流跡線，但通常利用 Bellamy之計算尺或者 Hess 與 Femenko 之計算表，即可劃出流跡線。於1945年Fultz 把實際流跡線和計算的 CAV 曲線做比較，而得到如第三圖之結果。圖中實線表示 CAV 曲線，斷線表示實際流跡線。由圖可知 1 日至 3 日相當一致，3 日以後有偏差，但曲線之趨勢仍是相當一致的。

其餘關於颱風之發生及其發達之理論，低氣壓之併合等，正野諸氏曾利用渦度從事解釋。又位渦解析之方法，各方面尚在研究階段，未能詳細介紹。

5 結 語

如上面所述，只管渦度方程式的方法，可說在運動學的領域內。因此只能斷定現象的可能性，而不能斷定它的必然性。但現代高空觀測逐漸發展，可藉此媒介，達到更有效的結果。這步驟雖在運動學的領域內，但在 Petterssen 之所謂運動分析 (Kinematical Analysis) 却進步多了。本文係筆者一年來關於渦度方程之理論調查所得，把它綜合起來共讀者參考的。渦度方程式可說是最近氣象學之基礎，今日所謂偏西風，噴射氣流(Jet Stream)，Blocking 現象，大氣環流，數值預報等之理論均由此出發。筆者才識淺陋，謬訛之處，尚盼讀者多多指教。 (參考文獻見7頁)

數值預報之基礎理論

廖學鎰

一、緒　　言

所謂天氣預報，就是由現在之大氣狀態，根據其變化法則，以判斷未來天氣的方法。在預報業務上，一切大氣狀態都可在天氣圖中表現出來。現有之所謂總觀的（Synoptic）預報法是根據高空天氣圖，地面天氣圖，剖面圖及絕熱圖，把握西風帶之狀態，氣壓系及鋒向之位置，强度及氣團的特質等，判斷其運動趨勢，而根據總觀的考察及經驗，繪出預報圖的方法。此法包括有很多主觀的因素及敍述的（Descriptive）外延的性格，故不十分科學。同時其預報成果也不足適應現代之需要。

爲克服此種缺點，1904年 Bjerknes〔1〕提倡將定量的精密科學的氣象力學應用於預報上，即以支配大氣運動之基礎方程式代表大氣狀態之變化法則，則未來之大氣狀態可由解此方程式得來。此思想至 1922 年，由 Richardson〔23〕具體化。氣象力學之基礎方程式是非線型微分方程式而其一般解不易求出，故不得不使用數值積分法解之。因此得名爲數值預報法（Numerical prediction）。事實上，其計算非常複雜，耗費人力及時間均多，缺乏實用價值。

第二次世界大戰中發展成功之高速自動電子計算器，使計算勞力大爲減少而不再爲根本障碍，故 1949 年 Charney〔7. 8. 9. 10.〕再將這個問題從新研究。近來由洛司貝（Rossby）之研究，已明白決定天氣之主要因素是科氏參變數之緯度變化而發生之長波。且證明此種波動之動態可由所謂渦度方程式（Vorticity equation）記述之。Charney 根據此立場，選渦度方程式當做大氣之變化法則，而應用於 500mb 高度圖上，實施數值積分而證明數值預報及其實用之可能性。由其優異結果已被氣象學者認爲是代總觀預報法唯一之天氣預報法。此方法不但直接對預報上有用，作爲理論氣象學研究之一環，當做理論之客觀的檢證法也很重要。

現在，美國及瑞典是數值預報研究之二大中心。此外英、加、法、日、德、挪威、芬蘭、丹麥、比利時等國很多學者，也都專心研究此法使牠有急速長足之進步。筆者相信數值預報法代替總觀預報法負起預報業務之日子已不在遠。本文僅在爲我國數值預報之研究作一開端，若能拋磚引玉，實不勝感盼之至。

二、數值預報之基礎方程式

根據 1948 年 Charney〔6〕之研究，在大規模大氣運動之氣象學上，靜力學的近似，絕熱假定，準地衡風近似及準水平之假定等充分適宜。而其關係可由下列方程式群記述之。

$$\frac{\partial \mathbb{V}}{\partial t}+(\mathbb{V}\cdot\nabla)\mathbb{V}+f\mathbb{K}\times\mathbb{V}=-\frac{1}{\rho}\nabla p \qquad \text{（運動方程式）} \qquad (1)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+(\mathbb{V}\cdot\nabla)(\zeta+f)+(\zeta+f)\nabla\cdot\mathbb{V}=-\mathbb{K}\cdot\nabla\left(\frac{1}{\rho}\right)\times\nabla p \qquad \text{（渦度方程式）} \qquad (2)$$

$$\nabla\cdot\mathbb{V}+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \qquad \text{（連續方程式）} \qquad (3)$$

$$\mathbb{V}_g=\frac{\mathbb{K}}{\rho f}\times\nabla p \qquad \text{（地衡風方程式）} \qquad (4)$$

$$g=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} \qquad \text{（靜力學方程式）} \qquad (5)$$

$$\frac{d\theta}{dt}=0 \qquad \text{（絕熱假定）} \qquad (6)$$

其中 $\mathbb{V}(u, v)$ 爲水平速度；w爲垂直速度；f爲科氏參變數（$=2\Omega\sin\phi$）；Ω 爲地球自轉之角速度，ϕ爲緯度；p 爲氣壓；ρ 爲空氣之密度；ζ 爲相對渦度；∇爲水平梯度；θ爲位溫（$\theta=\text{Const}\cdot p^{K}\cdot\rho^{-1}$）；K爲定容比熱及定壓比熱之比；$\mathbb{V}_g$ 爲地衡風速；$\mathbb{K}$ 爲向上（Z方向）之單位向量；×及・各爲向量積及無向量積。

自來討論流體力學有 Euler 及 Lagrange 兩方法。前者以時間及空間座標爲獨立變數，後者以流體之初期位置及時間爲獨立變數，而記述流體運動之方法。於預報業務上，大氣狀態都由等壓面高度圖表示，而表現於等壓面上之流線或渦度通常與等高面上的不一致。即記述於等壓面上的運動法則就與 Euler 形式有異。故爲數值

預報之目的，種種運動法則要更改於等壓面上之法則，才能實用。事實上，選 x, y, p, t 爲獨立變數——即採用 Enler 及 Lagrange的兩座標系混合構成的座標系——是被常用之方法。這種座標系是由 Starr〔26〕導入氣象學，而由 Eliassen〔15〕集大成的，其通稱爲準 Lagrangian 座標系（Quasi-Lagrangian Coordinates）。若令 $\mathbb{i}$，$\mathbb{j}$ 爲向東（x方向）及向北（y方向）之單位向量；$w_P=\frac{d_P}{dt}$；∇_P 爲等壓面上之水平梯度$\left\{=(\frac{\partial}{\partial x})_P\mathbb{i}+(\frac{\partial}{\partial y})_P\mathbb{j}\right\}$，則根據 Eliassen 之研究，等高面上及等壓面上之種種運算素中有下列之關係存在；

$$\frac{d}{dt}=(\frac{\partial}{\partial t})_Z+\mathbb{V}\cdot\nabla+w\frac{\partial}{\partial z}=(\frac{\partial}{\partial t})_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P+w_P\frac{\partial}{\partial p} \tag{7}$$

$$\frac{1}{\rho}\nabla p=g\nabla_P Z \tag{8}$$

$$\frac{\partial}{\partial z}=-g\rho\frac{\partial}{\partial p} \tag{9}$$

$$\nabla=\nabla_P+g\rho\nabla_P Z\frac{\partial}{\partial p}=\nabla_P+\nabla p\frac{\partial}{\partial p} \tag{10}$$

應用上列四式，(4)(5)(6)及三次元的連續方程式及運動方程式$\frac{d}{dt}(\ln\rho)=-\nabla\cdot\mathbb{V}-\frac{\partial w}{\partial z}$(11)及$\frac{d\mathbb{V}}{dt}+f\mathbb{K}\times\mathbb{V}=-\frac{1}{\rho}\nabla p$（12）可變型如下：

$$\mathbb{V}_g=\frac{g}{f}\mathbb{K}\times\nabla_P Z \qquad \text{（地衡風方程式）} \tag{13}$$

$$\frac{\partial z}{\partial p}=-\frac{1}{g\rho} \qquad \text{（靜力學方程式）} \tag{14}$$

$$\left(\frac{\partial\rho^{-1}}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P\rho^{-1}+\frac{\rho^{-1}w_P}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p}=0 \qquad \text{（絕熱假定）} \tag{15}$$

$$\frac{\partial w_P}{\partial p}+Q_P=0 \qquad \text{（連續方程式）} \tag{16}$$

$$\left(\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial t}\right)_P+(\mathbb{V}\cdot\nabla_P)\mathbb{V}+w_P\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial p}+f\mathbb{K}\times\mathbb{V}+g\nabla_P Z=0 \qquad \text{（運動方程式）} \tag{17}$$

其中 $$Q_P=\nabla_P\cdot\mathbb{V}=\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_P+\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_P \tag{18}$$

若應用運算素 $\mathbb{K}\cdot\nabla_P\times(\quad)$於(17)式，可得渦度方程式

$$\left(\frac{\partial\zeta_P}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P(f+\zeta_P)+\mathbb{K}\cdot\nabla_P w_P\times\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial p}+w_P\frac{\partial\zeta_P}{\partial p}+(f+\zeta_P)Q_P=0 \tag{19}$$

式中 $$\zeta_P=\mathbb{K}\cdot\nabla_P\times\mathbb{V}=\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_P-\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_P \tag{20}$$

現在可以使用等壓面上之基礎方程式(13)－(17)及(19)，討論問題。

根據 Charney〔6〕及 Thompson〔29〕之研究，使用地衡風近似之意義有二。其一，地衡風近似可以濾過音波，重力波等小波長之小規模運動。其二爲地衡風近似可以簡化運動方程式，變成等壓面高度Z之方程式。但有消失水平輻散（$\nabla_P\cdot\mathbb{V}_g=0$）之缺點。爲避免此缺點，首先從渦度方程式（19）及連續方程式（16）消去水平輻散Q_P，即可得

$$\left(\frac{\partial\zeta_P}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P(f+\zeta_P)+\mathbb{K}\cdot\nabla_P w_P\times\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial p}+w_P\frac{\partial\zeta_P}{\partial p}-(f+\zeta_P)\frac{\partial w_P}{\partial p}=0 \tag{21}$$

若上式中之水平速度$\mathbb{V}$由地衡風速$\mathbb{V}_g$代替，可得地衡風近似之渦度方程式爲

$$\nabla_P^2\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P-\frac{f(f+\zeta_g)}{g}\frac{\partial w_P}{\partial p}-\frac{1}{g}\nabla_P\cdot(w_P\nabla_P\rho^{-1})=-\mathbb{K}\cdot\nabla_P Z\times\nabla_P(f+\zeta_g)$$
$$=\left\{-\frac{\partial z}{\partial x}\frac{\partial(f+\zeta_g)}{\partial y}+\frac{\partial z}{\partial y}\frac{\partial(f+\zeta_g)}{\partial x}\right\}_P=-J_P\left\{z,f+\zeta_g\right\} \tag{22}$$

式中 J_P表 Jacobian, ζ_g 表地衡風近似之相對渦度，即

$$\zeta_g=\mathbb{K}\cdot\nabla_P\times\mathbb{V}_g=\frac{g}{f}\nabla_P^2 Z \tag{23}$$

同理（22）式也可變型如下

$$\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P-\frac{\rho^{-1}}{g\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p}w_P=\frac{1}{f}\mathbb{K}\cdot\nabla_P Z\times\nabla_P\rho^{-1}=\frac{1}{f}J_P(Z,\rho^{-1}) \tag{24}$$

(22)及(24)兩式是，w_P 及$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P$爲從屬變數， x, y, 及 t 爲獨立變數之聯立微分方程式。若考察大規模大氣運動時，絕對渦度（$\eta_P=f+\zeta_P$）及靜的穩定度（$K=-\frac{\rho^{-1}}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p}$，Static stability）都爲正數。所以上述之聯立微分方程式是橢圓型（Elliptic type），故在適當之境界條件及初期條件下，可求出其數值解。

若知道現在之等壓面高度 Z(x, y, p, t)，則根據(22)及(24)式之解$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P$及時間的外插，可求得△t 時間後之 Z (x, y, p, t + △t) 爲

$$Z(x, y, p, t+\triangle t)= Z(x, y, p, t)+\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P\triangle t。\tag{25}$$

反覆此操作，可以求出任意時間後之等壓面高度 Z 之場，實施數值預報。

事實上，以現有之高速度自動電子計算器之能力，求(22)及(24)式等三次元方程式之解，仍甚困難且很費時。故不適用爭取時間之預報業務。爲克服這種困難，使用近似實際大氣之大氣運動樣式，簡化(22)及(24)式是被常用之方法，而此理想化之簡單大氣稱爲模型（Model）。以下按年代，從 Charney 之方法開始說明之。

三、順壓模型 (Barotropic model)

順壓模型是由 Charney〔7, 8, 9. 10〕設計之最簡單模型。他設四假定爲：

①風速之高度變化可由下記之方程式表示

$$\mathbb{V}(x, y, p, t)=A(p)\overline{\mathbb{V}}(x, y, t)\tag{26}$$

式中，A(p) 爲氣壓 p 之單調函數 (Monotone function) 且有

$$\overline{A}=\frac{1}{p_o}\int_o^{p_o}A(p)dp=1 \qquad (p_o\text{爲地上氣壓})\tag{27}$$

之性質。而運算素一爲質量平均，定義爲 $\overline{(\ \ )}=\frac{1}{p_o}\int_o^{p_o}(\ \ )dp$。 (28)

②$\zeta\ll f$，故渦度之垂直流 $\left(w_P\frac{\partial\zeta_P}{\partial p}\right)$ 及 $\left(\zeta_P\frac{\partial w_P}{\partial p}\right)$ 比 $\left(f\frac{\partial w_P}{\partial p}\right)$ 小，可略而不計。

③渦管之上旋轉 (The turning of vortex tubes) 項 $\mathbb{K}\cdot\nabla_P w_P\times\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial p}$ 可省略。

④境界條件爲 $w_P(O)=w(p_o)=O$。 (29)

若應用②及③之假定於 (21) 式，可得簡化之渦度方程式爲

$$\left(\frac{\partial\zeta_P}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P(f+\zeta_P)-f\frac{\partial w_P}{\partial p}=O\tag{30}$$

取上式之質量平均而應用假定④之境界條件，可得

$$\overline{\left(\frac{\partial\zeta_P}{\partial t}\right)_P}+\overline{\mathbb{V}\cdot\nabla_P(f+\zeta_P)}=\frac{f}{p_o}\int_o^{p_o}\frac{\partial w_P}{\partial p}dp=\frac{f}{p_o}\{w_P(p_o)-w_P(O)\}=O\tag{31}$$

從假定(1)及 (28) 式之關係，可觀出有

$$\zeta_P=A\cdot\overline{\zeta}_P,\ (\overline{\zeta}_P=\mathbb{K}\cdot\nabla_P\times\overline{\mathbb{V}}),\ \overline{\left(\frac{\partial\zeta_P}{\partial t}\right)_P}=\left(\frac{\partial\overline{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P\overline{A},$$

$$\overline{\mathbb{V}\cdot\nabla_P\zeta_P}=\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P\overline{\zeta}_P\overline{A}^2 \quad 及 \quad \overline{\mathbb{V}\cdot\nabla_P f}=\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P f\overline{A}$$

之關係存在。若上式代入 (31) 式可得

$$\overline{A}\left(\frac{\partial\overline{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+\overline{A}\,\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P\left(\frac{\overline{A}^2}{\overline{A}}\overline{\zeta}_P+f\right)=O\tag{32}$$

令 $A^*=\overline{A}^2/\overline{A}$，$\zeta_P^*=A^*\overline{\zeta}_P$，$\mathbb{V}^*=A^*\overline{\mathbb{V}}$，即上式乘$\frac{A^*}{\overline{A}}$，可得

$$\left(\frac{\partial\zeta^*}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}^*\cdot\nabla_P(\zeta_P^*+f)=O\tag{33}$$

式中，ζ_P^*及$\mathbb{V}^*$各爲高度 p^* 之相對渦度及風速，而 p^* 可由定義 $A(p^*)=A^*$ (34)

決定之。根據 Charney〔9〕之研究，p^* 普通在 500mb 及 400mb 之中間，但爲便利起見，數值預報都使用

500mb。

現在可結論如下，在 500mb 之高度，渦度之局部變化完全可由絕對渦度之平流補償之。（所謂絕對渦度不變之法則）。

若應用地衡風近似（13）且省略* 之符號，順壓方程式（33）變成

$$\nabla_P^2\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P=\frac{\partial(f+\zeta_g)}{\partial x}\cdot\frac{\partial z}{\partial y}-\frac{\partial(f+\zeta_g)}{\partial y}\cdot\frac{\partial z}{\partial x}=J_P\ \{f+\zeta_g\ ,Z\} \tag{35}$$

以下，爲簡單起見，省略*符號。

四、順壓方程式之數值積分法

爲數值預報之目的，初期條件須要直接從天氣圖上求出。故不得不考慮天氣圖投影之彎曲效果。若地球上距（$\triangle a$, $\triangle b$）之兩點，投影在天氣圖上變成距（$\triangle x$, $\triangle y$）之兩點，則有

$$m\ \triangle a=\triangle x,\qquad m\ \triangle b=\triangle y \tag{36}$$

之關係存在。其中m爲長度係數，若使用極面直射（Polar stereographic）投影， $m=\frac{2}{1+\sin\phi}$ 。普通在天氣圖上，極至緯度 ϕ 之距離 $\gamma=\frac{\cos\phi}{1+\sin\phi}$ 。故 m 可變成

$$m=\frac{-d\gamma}{\frac{1}{2}\ d\phi}=\frac{2}{1+\sin\phi}=1+\gamma^2 \tag{37}$$

而 $$f=2\Omega\sin\phi=2\Omega\frac{1-\gamma^2}{1+\gamma^2} \tag{38}$$

若令 $\sigma=\frac{gm^2}{f}$ 可得 $$\sigma=\frac{gm^2}{f}=\frac{g}{2\Omega}\cdot\frac{(1+\gamma^2)^3}{1-\gamma^2} \tag{39}$$

若地球表面之種種量，加添字 S 表示，則

$$\nabla_S^2 Z=\frac{\partial^2 z}{\partial a^2}+\frac{\partial^2 z}{\partial b^2}=m^2\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)=m^2\ \nabla_P^2 Z \tag{40}$$

同理 $$J_S=m^2 J_P。 \tag{41}$$

故順壓方程式(35)可變型如下：

$$\nabla_P^2\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P=J_P\ (\eta_g\ ,Z)，式中\quad \eta_g=f+\sigma\nabla_P^2 Z \tag{42}$$

η_g 表地衡風近似之絕對渦度。若令 $\xi=\nabla_P^2 Z$ (43), 上式變成

$$\eta_g=\sigma\xi+f，\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)_P=J_P\ (\eta_g,\ Z)，\nabla_P^2\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P=\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)_P。 \tag{43}$$

若兩邊爲 L_x 及 L_y 之天氣圖，由定間隔 d 之從橫二種直線群分割，則在天氣圖上可得等間隔之交點群

$$X_i=\frac{L_x}{p}\ i\ (i=o,\ 1,\ \cdots\cdots,p)\ ,\ y_i=\frac{L_y}{q}\ j\ (j=o,\ 1,\ \cdots\cdots,\ q) \tag{44}$$

其中 $d=\frac{L_x}{p}=\frac{I_y}{q}$ 。若使用交點群之數值，微分由定差代

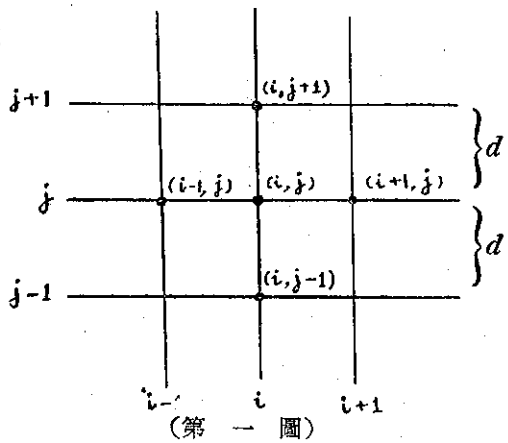
替可得 $$\frac{\partial z}{\partial x}=\frac{1}{d}\ (Z_{i,j}-Z_{i-1,j})$$

$$\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}=\frac{1}{d}\left\{\frac{1}{d}(Z_{i+1,j}-Z_{i,j})-\frac{1}{d}(Z_{i,j}-Z_{i-1,j})\right\}$$

$$=\frac{1}{d^2}\{Z_{i+1,j}+Z_{i-1,j}-2\ Z_{i,j}\}$$

同理 $$\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}=\frac{1}{d^2}\{Z_{i,j+1}+Z_{i,j-1}-2\ Z_{i,j}\}$$

故 $$\xi_{ij}=(\nabla_P^2 Z)_{ij}=\frac{1}{d^2}\ \{Z_{i+1,j}+Z_{i-1,j}+Z_{i,j+1}+Z_{i,j-1}-4Z_{i,j}\} \tag{45}$$



（第 一 圖）

若定義運算素 $D_{i,j}^2$ 爲

$$D_{i,j}^2 Z=\frac{1}{d^2}\left\{Z_{i,+ij}+Z_{i-1,j}+Z_{i,j+1}+Z_{i,j-1}-Z_{i,j}\right\} \tag{46}$$

則 $\xi_{ij}=D^2_{i,j}Z$ (47)

若$Z_{i,j},\eta_{i,j},\sigma_{i,j},\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{i,j}$及$\frac{\partial \xi_{i,j}}{\partial t}$表點(i,j)之Z, $\eta_g,\sigma,\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P$及$\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)_P$值。且令

$$J_{i,j}(\eta_g,Z)=\frac{1}{4d^2}\left\{(\eta_{i+1,j}-\eta_{i-1,j})(Z_{i,j+1}-Z_{i,j-1})-(\eta_{i,j+1}-\eta_{i,j+1})(Z_{i+1,j}-Z_{i-1,j})\right\} \quad (48)$$

則微分方程式(43)，可由下記之近似定差方程式代替；

$$\eta_{i,j}=\sigma_{i,j}\xi_{i,j}+f_{i,j} \qquad \left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)_{i,j}=J_{i,j}(\eta_g,Z) \quad (49)$$

$$D^2_{ij}\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P=\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)_{i,j} \quad (50)$$

其中 $\sigma_{ij}=\frac{m_{i,j}g}{f_{i,j}}$。物理量 h, f 及m與時間t無關，故可應用 (39),(38),(37), 及 $\gamma^2=(x-x_P)^2+(y-y_P)^2$ 決定之。其中 (x_P,y_P) 表極之座標。若境界條件爲

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{o,j}=\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{p,j}=\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{i,o}=\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{i,q}=O; \qquad \begin{matrix} i=o,\ 1,\cdots\cdots,p; \\ j=o,\ 1,\cdots\cdots,q; \end{matrix} \quad (51)$$

之下，求 (50) 式之解，可得

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{i,j}=-\frac{d^2}{pq}\sum_{l=1}^{p-1}\sum_{m=1}^{q-1}\sum_{r=1}^{p-1}\sum_{s=1}^{q-1}\left(\sin^2\frac{\pi l}{2p}+\sin^2\frac{\pi m}{2q}\right)^{-1}\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)_{rs}\sin\frac{\pi lr}{p}\sin\frac{\pi ms}{q}\sin\frac{\pi li}{p}\sin\frac{\pi mj}{q} \quad (52)$$

故使用下述三步驟，可完成數值計算，實施數值預報。

第一步驟　直接由實測之 500mb 高度圖，使用(49)式$\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)^t_{i,j}=J_{i,j}(\eta^t_g,Z^t)$ 求出$\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)^t_{i,j}$值。其中指標t表時刻t之數值。

第二步驟　由第一步驟得到之$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)^t_{i,j}$代入(52)式計算$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)^t_{i,j}$。

第三步驟　由時間的外插

$$Z^{t+\Delta t}_{i,j}=Z^{t-\Delta t}_{i,j}+2\Delta t\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)^t_{i,j} \quad (53)$$

求出，Δt 時間後之 500mb 高度值 $Z^{t+\Delta t}_{i,j}$由此可繪成 Δt 時間後之預告圖。若預報時間爲 $n\Delta t$ 後，則須要反覆上述之操作n次，才可以完成其程序。

關於電子計算器之性能及其數值預報上之應用，已有 Platzman〔22〕之詳細紹介，請參考該文獻。

五、定差方程式之計算安定度 (Computational stability)

普通微分方程式由定差方程式代替而產生之誤差稱剪斷誤差 (Truncation error)。現在考察剪斷誤差最小的 Δt 及 d 之限制條件。設 Z' 爲小擾動，重疊於平滑大規模大氣運動，則渦度方程式(42)可寫成

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_P(\nabla^2_P Z')=J_P(\eta_g,Z')+\sigma J_P(\nabla^2_P Z',Z)+J_P(\sigma,Z)\nabla^2_P Z'$$

而其定差方程式爲

$$D^2_{j,j}\left\{\frac{Z'_{i,j}(t+\Delta t)-Z'_{i,j}(t-\Delta t)}{2\Delta t}\right\}=\frac{\partial \eta_g}{\partial x}\left(\frac{Z'_{i,j+1}-Z'_{i,j-1}}{2d}\right)-\frac{\partial \eta_g}{\partial y}\left(\frac{Z'_{i+1,j}-Z'_{i-1,j}}{2d}\right)$$
$$+\sigma\frac{\partial z}{\sigma y}\left(\frac{D^2_{i+1,j}Z'-D^2_{i-1,j}Z'}{2d}\right)-\sigma\frac{\partial z}{\partial x}\left(\frac{D^2_{i,j+1}Z'-D^2_{i,j-1}Z'}{2d}\right)+J_P(\sigma,Z)D^2_{i,j}Z' \quad (54)$$

若假定小擾動 Z' 可由 Fourier 級數表示，即

$$Z'=e^{i(kx+\mu y+\nu t)},\text{其中} \qquad K=\frac{\pi l}{pd}=\frac{\pi l}{L_x} \quad (l=1.2,\cdots\cdots,p-1)$$
$$\mu=\frac{\pi m}{qd}=\frac{\pi m}{L_y} \quad (m=1\cdot 2,\cdots\cdots,q-1) \quad (55)$$

(55)式代入(54)式可得

$$\frac{E-E^{-1}}{2}=ai+J_P(\sigma,Z)\Delta t \quad (56)$$

其中 $E=e^{j\nu\Delta t}$, (57)

$$a=\sigma\frac{\Delta t}{d}\left(\frac{\partial z}{\partial y}\sin kd-\frac{\partial z}{\partial x}\sin\mu d\right)-\frac{d\Delta t}{4}\cdot\frac{\frac{\partial\eta_g}{\partial x}\sin kd-\frac{\partial\eta_g}{\partial y}\sin\mu d}{\sin^2\frac{kd}{2}+\sin^2\frac{\mu d}{2}} \tag{58}$$

故 $|E|\leqslant 1$, 才可使小擾動 Z' 穩定。首先考察省略末項 $J(\sigma,Z)\Delta t$ 之 (56) 式，令 E_o 爲此方程式之根，即 $E_o=\rho e^{i\theta}$, 其中 ρ 爲正數 θ 爲實數。故 $|E_o|=\rho\leqslant 1$ 才有穩定性。同時 $-E_o^{-1}=-\rho^{-1}e^{-i\theta}$ 也是此方程式之解，此時須要 $\rho\geqslant 1$ 才有穩定性。因此可得 $\rho=1$，

$E_o=e^{i\theta}$ 及 $E_o-E_o^{-1}=e^{i\theta}-e^{-i\theta}=2i\sin\theta$。 故穩定條件變成 $|a|=|\sin|\theta\leqslant 1$ (59)

現在使用(58)式估計 $|a|$ 之上限。(58)式之第一項可變型爲

$$\sigma\frac{\Delta t}{d}\left[2\left\{\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2\sin^2 kd+\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2\sin^2\mu d\right\}-\left(\frac{\partial z}{\partial y}\sin kd+\frac{\partial z}{\partial x}\sin\mu d\right)^2\right]^{\frac{1}{2}},$$

而 sin 之最大值爲 1，故上式之上限可寫成

$$\sqrt{2}\,\frac{\Delta t}{d}\,\mathrm{MAX.}|\sigma\nabla_P Z|=\sqrt{2}\,\frac{\Delta t}{d}\,\mathrm{MAX.}|m\mathbb{V}_g|。 \tag{60}$$

若應用 $x\approx o$ 時 $\sin x\approx x$ 之性質，(58)式之第二項可寫成

$$-\Delta t\,\frac{\frac{\partial\eta_g}{\partial x}k-\frac{\partial\eta_g}{\partial y}\mu}{k^2+\mu^2}=\frac{\Delta t}{k^2+\mu^2}\left[\left(\frac{\partial\eta_g}{\partial x}\mu-\frac{\partial\eta_g}{\partial y}k\right)^2-\left\{\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial\eta_g}{\partial y}\right)^2\right\}(k^2+\mu^2)\right\}\right]^{\frac{1}{2}}$$

當然天氣圖之長度 L_x 或 L_y，比波長 $\frac{\pi}{k}$ 或 $\frac{\pi}{\mu}$ 大才有意義，即 $\frac{\pi}{L_x}<K$ 或 $\frac{\pi}{L_y}<\mu$。若應用此性質，上式之上限可寫成

$$\Delta t\cdot\frac{L}{\sqrt{2}\,\pi}\mathrm{MAX.}|\nabla_P\eta_g|,\qquad 其中\qquad L=\left\{\frac{1}{2}(L_x^{-2}+L_g^{-2})\right\}^{-\frac{1}{2}} \tag{61}$$

由(60)式及(61)式之關係，穩定條件(59)可寫成

$$\frac{d}{\Delta t}\geqslant\sqrt{2}\left\{\mathrm{MAX.}|m\mathbb{V}_g|+\frac{Ld}{2\pi}\mathrm{MAX.}|\nabla_P\eta_g|\right\} \tag{62}$$

現在考察 $J(\sigma,Z)\Delta t$ 之影響。於(56)式內，$a=\pm 1$ 以外沒有重根可存在。故安定條件 $|a|<1$ 之下 $J(\sigma,Z)\Delta t\approx\Delta t$，故於近似估計時，此項之影響可略而不計。

由每日之天氣圖分析之經驗，$L=10^7$m, $\mathrm{MAX.}|\mathbb{V}_g|\approx 50$m/sec, $m\approx 10°$, $\eta_g\approx\frac{10^{-4}}{3}\mathrm{sec}^{-1}$。故(62)式之右邊大約等於

$$\sqrt{2}\left\{\mathrm{MAX.}|m\mathbb{V}_g|+\frac{Ld}{2\pi},\frac{\Delta\eta}{d}\right\}\approx\sqrt{2}\left(50+\frac{10^7}{6.3}\cdot\frac{10^{-4}}{3}\right)=71+74=145。$$

故安定條件(62)變成 $\frac{d}{\Delta t}>145$ (63)

Charney 於最初之數值預報實驗時（第六節），選 $d=628.5$km, 故 $\Delta t<72$分 (64)

若選 Δt 爲 1 小時，則記述於第四節之數值計算的第三步驟，爲24小時預報之目的，須要反覆24次才可完成其程序。

六、Charney 之數值預報實驗

1950年 Charrey 及其共司研究者〔9〕，由前述之方法，使用北美及歐洲之觀測結果，實行數值計算求出24小時後之500mb高度圖之預報圖。結果24小時預報之計算時間等於24小時，即計算速度與天氣變化剛好一致。又求出之預報圖大體與實測圖一致，但是對迅速發達之高低氣壓，其預報圖有相當大之誤差。Charney 之檢討結論，斷定預報誤差之原因有二，一爲選 d 等於 628.5km 是過大，使剪斷誤差增加，其二是順壓模型對實際大氣之斜壓效果追隨不到而生之誤差。

剪斷誤差 T 可由 $f(x+d)$ 及 $f(x-d)$ 之 Taylor 的展開估計其大小，

則 $$T=\frac{1}{f'(x)}\left\{\frac{f(x+d)-f(x-d)}{2d}-f'(x)\right\}\approx\frac{d^2}{12}\,\frac{f'''(x)}{f'(x)}+O(d^4)$$

若令 $f=\mathrm{Cos}\frac{2\pi x}{L}$，則 $\left|\begin{matrix}f''' & \\ & f'\end{matrix}\right|=4\pi^2L^{-2}$

故 $T=\frac{d^2}{12}\cdot\frac{f'''}{f'}=\frac{\pi^2}{3}\left(\frac{d}{L}\right)^2$ (65)

若取 L=2000km, 則 d=628.5km 時之剪斷誤差 T=40%, 若 d=300km, 其剪斷誤差 T=7.5%。可見 Charney 之 d 值，628.5km，實際選的太大使剪斷誤差增加。目前認爲選 d 等於 300km 最適當，此時前節之穩定條件變成 $\triangle t<35$分。 (66)

回顧 Charney 一派的一連串之數值預報研究，可以說其第一階段已完了，已證實數值預報之可能性及實用之可能性。所以對數值預報，吾人可抱信心，一路邁進研究之。數值預報研究之第二階段，是確立其實用性之問題。其目的爲：①探求充分眞實之預報方程式（即模型），

②同時其計算充分簡單而可由合理的勞力完成其程序。

故很多氣象學者，沿此路線從事研究，發表許多模型及比較合理的計算法。容後逐一介紹以供研討。

七、平流模型 (Advection model)

順壓模型的最大缺點是在波浪擾動 (Wave perturbation) 之生長問題。於順壓模型裏，擾動波生長的能量源 (Energy sourse) 在於主流 (Basic flow) 之動能而不在牠的位能。但是根據 Charney 〔5〕, Eady〔13〕及 Fjørtoft 〔17〕等研究，在斜壓模型內，擾動波的生長是消費體系之位能不是消費動能。事實上在西風帶發達的波動大概從這種不穩定裏產生，故這種不穩定波不能存在於順壓模型裏，因爲位能與動能之變換機構在順壓模型，先驗的 (A priori) 不成立。Fjørtoft 〔9〕爲克服此缺點，乃應用 Sutcliffe 〔27, 28〕之研究結果，設計平流模型。若假定大氣中之溫度變化，完全靠平流而生，即

$$\mathbb{V}(x,y,p.t)=\overline{\mathbb{V}}(x.y.t)+A(p)\mathbb{V}_T(x,y,t) \tag{67}$$

其中$\mathbb{V}_T$表 p_1, p_2 兩氣壓面間之溫度風 (Thermal wind)。令 h 爲兩氣壓面間之厚度($h=\frac{R}{g}\bar{T}\ln(\frac{p_1}{p_2})$), 而 $\overline{Z}$ 爲兩氣壓面高度之平均，則地衡風近似可寫做

$$\overline{\mathbb{V}}=\frac{g}{f}\mathbb{K}\times\nabla_P\overline{Z}\ ,\qquad \mathbb{V}_T=\frac{g}{f}\mathbb{K}\times\nabla_P h \tag{68}$$

而相對渦度爲 $\bar{\zeta}_g=\frac{g}{f}\nabla_P^2 Z\ ,\qquad \bar{\zeta}_T=\frac{g}{f}\nabla_P^2 h$ (69)

若(67)式代入(3))式可得

$$\left(\frac{\partial\bar{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+A\left(\frac{\partial\zeta_T}{\partial t}\right)_P+\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P(f+\bar{\zeta}_P)+(\overline{\mathbb{V}}+A\mathbb{V}_T)\cdot\nabla_P(A\zeta_T)-f\frac{\partial w_P}{\partial p}=O$$

若取質量平均(28)且使用(29)式之境界條件 可得

$$\left(\frac{\partial\bar{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P(f+\bar{\zeta}_P)+\overline{A}^2\mathbb{V}_T\cdot\nabla_P\zeta_T+\overline{A}\left\{\left(\frac{\partial\zeta_T}{\partial t}\right)_P+\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P\zeta_T\right\}=O$$

故由(69)式，可得

$$\left(\frac{\partial\bar{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P(f+\bar{\zeta}_P)+\overline{A}^2\mathbb{V}_T\cdot\nabla_P\zeta_T=O \tag{70}$$

及 $$\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_P+\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P h=O \tag{71}$$

上記之聯立微分方程式，唯含有兩個水平場 $\overline{Z}$ 及 h。故使用數值積分法求出此兩水平場之時間的傾向，且由時間的外插，可達成數值預報。

若(70)式及(71)式，由攝動論 (Perturbation theory) 線型化，且求其波動傳播速度 C，可得

$$C=\bar{U}-\frac{\beta}{2k^2}\pm\sqrt{\left(\frac{\beta^2}{2k^2}\right)^2-\overline{A}^2U_T^2} \tag{72}$$

其中，k 表波數；$\bar{U}$爲平均風速，U_T爲溫度風速。此方程式，由 Fjørtoft 〔17〕, Sutcliffe 〔30〕及 Berson 〔2〕均已求過的。由此公式。波動之穩定不穩定，可由波長大於或小於一定極限值之事實而認出。其極限值與溫度風速之平方根成正比例。此事實與 Charney 〔5〕之三次元的研究結果，完全一致。但是對於波長比極限值小之波動，平流模型之結果與三次元的考察者，完全相異。故理論上，平流模型未必完全適合於數值預報之需要。

八、二層模型 (Two-layer model)

爲避免三次元方程式數值計算之困難，如何導入斜壓效果於二次元的方程式，而求出大氣運動之模型是目前

最大之關心事。此種模型仍須與考慮大氣之三次元的構造及其垂直運動，但是數學上乃爲二次元之模型，故 Eady 命名爲 $2\frac{1}{2}$-次元（$2\frac{1}{2}$-dimensional）模型。若從方法而論，這種模型常常使用兩個水平場，代表大氣運動。故如 Eliassen 的命名，稱爲二參數模型（Two-parametric model）比較切實。前述之平流模型也是二參數模型之一。

Phillips〔21〕設計，兩層均質（homogeneous）非壓縮性之流體，由準水平的接觸面分割，且由二個剛性水平面互夾之，如第二圖之模型。若等壓面與接觸面相交，則有斜壓效果。但是模型各層是順壓場，故斜壓力集中於其接觸面。因此接觸面之傾斜或上下運動，對應各層之垂直運動或水平發散。在各層中，流體成順壓場，故由(2)式省略傾壓項，且令 $\eta=\zeta+f$, $\frac{d_H}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}+\mathbb{V}\cdot\nabla$，可得 $\frac{d_H\eta}{dt}+\eta\nabla\cdot\mathbb{V}=0$。 (73)

再於層中取斷面積 F，高度 B 之垂直渦管（Vortex tube）爲考察之對象，則由 Lagrange 方式的流體力學，水平輻散可由斷面積 F 之時間的增大率表示，故 $\nabla\cdot\mathbb{V}=\frac{1}{F}\frac{d_HF}{dt}$ (74)

從(73)式及(74)式消去水平輻散項，可得 $\frac{d_H\eta}{dt}+\frac{\eta}{F}\frac{d_HF}{dt}=0$ 或 $\frac{d_H}{dt}(\eta\cdot F)=0$ (75)

同時，應用質量不變之法則，可得連續方程式

$$\frac{d_H}{dt}(\rho FB)=0 \tag{76}$$

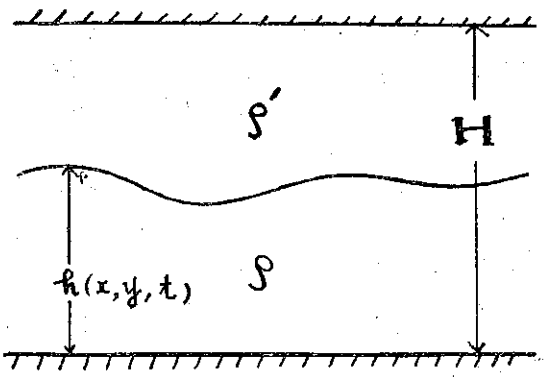
考慮非壓縮性之假定，消去渦管之斷面積 S，可得

$$\frac{d_H}{dt}\left(\frac{\eta}{B}\right)=0 \tag{77}$$

若應用上式於模型之各層，且令加′符號表上層之物理量，則可得各層之渦度方程式爲

$$\frac{d_H}{dt}\left(\frac{\eta}{h}\right)=0\text{（下層）及}\frac{d_H}{dt}\left(\frac{\eta'}{H-h}\right)=0\text{（上層）} \tag{78}$$

或 $\frac{d_H\eta}{dt}-\frac{\eta}{h}\frac{d_Hh}{dt}=0$ 及 $\frac{d_H\eta'}{dt}+\frac{\eta'}{H-h}\frac{d_Hh}{dt}=0$ (79)



（第 二 圖）

由地衡風近似(13)，可得

$$\nabla_P^2\frac{\partial z}{\partial t}+\frac{f}{g}\left(u\frac{\partial\eta}{\partial x}+v\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)-\frac{f\eta}{gh}\left(\frac{\partial h}{\partial t}+u\frac{\partial h}{\partial x}+v\frac{\partial h}{\partial y}\right)=0 \tag{80}$$

及 $$\nabla_P^2\frac{\partial z'}{\partial t}+\frac{f}{g}\left(u'\frac{\partial\eta'}{\partial x}+v'\frac{\partial\eta'}{\partial y}\right)-\frac{f\eta'}{g(H-h)}\left(\frac{\partial h}{\partial t}+u'\frac{\partial h}{\partial x}+v'\frac{\partial h}{\partial y}\right)=0 \tag{81}$$

由靜力學方程式，可得 $Z=(1-\varepsilon)h+\varepsilon Z'-\frac{p-p'}{gp}$, $\varepsilon=\frac{\rho'}{\rho}<1$ (82)

若從(80)，(80)及(82)式消去 $\frac{\partial z}{\partial t}$ 及 $\frac{\partial z'}{\partial t}$，可得

$$\nabla_P^2\frac{\partial h}{\partial t}-a(x,y)\frac{\partial h}{\partial t}+q(x,y)=0 \tag{83}$$

其中 $$a(x,y)=\frac{f}{(1-\varepsilon)g}\left\{\frac{\eta}{h}-\varepsilon\frac{\eta'}{H-h}\right\} \tag{84}$$

$$q(x.y)=\frac{f}{(1-\varepsilon)g}\left\{u\frac{\partial\eta}{\partial x}+v\frac{\partial\eta}{\partial y}-\varepsilon\left(u'\frac{\partial\eta'}{\eta x}+v'\frac{\partial\eta'}{\partial y}\right)-\left(\frac{\eta}{h}+\frac{\eta'}{H-h}\right)\left(u\frac{\partial h}{\partial x}+v\frac{\partial h}{\partial y}\right)\right\} \tag{85}$$

故此模型之數值計算，可由下述之操作完結之。即首先由實測值求出 a(x, y) 及 q(x, y) 代入(83)式，而求其解 $\frac{\partial h}{\partial t}$。後來此 $\frac{\partial h}{\partial t}$ 再代入(80)及(81)式，求之等方程式之解 $\frac{\partial z}{\partial t}$ 及 $\frac{\partial z'}{\partial t}$，則可由時間的外挿繪成預報圖。

Phillips〔21〕應用此模型於二層之異速度均質一般流中，討論擾動波之動向。關于長波，其結果與 Charney 之參次元的考察者〔5〕，及平流模型者完全一致。即得到波長大於極限波長時穩定，而小時不穩定之性質。若波長一直變小。於平流模型，其擾動波之生長率一直增大。但於 Phillips 之二層模型，其生長率不一直增大。而增大至其極大值後漸減少至零。故 Phillips 之二層模型對很小波長之擾動波，可維持穩定之狀態，這部頻率分布與 Eady〔13〕之三次元的斜壓流的研究結果者，完全一致。其全部頻率分布與 Fjørtoft〔17〕之能量的考察者，亦完全一致。這個事實表示二層模型與三次元的大氣有力學上之相似。但是從幾何學的形狀而論，實際大氣

與二層模型裏，沒有適當之形狀的對應。故此點爲二層模型之最大缺點。

九、$2^1/_2$次元模型 ($2^1/_2$-dimensaionl model)

1952年 Eady〔14〕擴張平流模型及二層模型之思想，設計所謂$2_2/^1$元模型。若從渦度方程式(73)及連續方程式(3)消去水平輻散項$\nabla\cdot\mathbb{V}$且假定$\zeta<<f$，可略而不計，可得

$$\frac{d_H\eta}{pt}=f\frac{\partial w}{\partial z} \tag{86}$$

若取上式之地面（$Z=-Z_o$）至大氣上限（$Z=Z_o$）之積分可得

$$\int_{-Z_o}^{Z_o}\frac{d_H\eta}{dt}dZ=f\int_{-Z_o}^{Z_o}\frac{\partial w}{\partial Z}dZ=O \tag{87}$$

應用 Sutcliffe〔27, 28〕之研究結果，假定任意高度 Z 之風速場可由平均運動及相對運動之兩流線函數ψ及ψ_T決定，即

$$\mathbb{V}(u,v)=\mathbb{V}_o(u_o,v_o)+\frac{Z}{Z_o}\mathbb{V}_1(u_1,v_1)=-(\nabla\psi+\frac{Z}{Z_o}\nabla\psi_T)\times\mathbb{K} \tag{88}$$

故 $\zeta_o=\mathbb{K}\cdot\nabla\times\mathbb{V}_o=\nabla^2\psi$ ； $\zeta_1=\mathbb{K}\cdot\nabla\times\mathbb{V}_1=\nabla^2\psi$ ； $\zeta=\mathbb{K}\cdot\nabla\times\mathbb{V}=\zeta_o+\frac{Z}{Z_o}\zeta_1$。 (89)

若上述之關係代入(87)式可得

$$O=\int_{-Z_o}^{Z_o}\left\{\left[\frac{\partial}{\partial t}+(u_o+\frac{Z}{Z_o}u_1)\frac{\partial}{\partial x}+(v_o+\frac{Z}{Z_o}v_1)\frac{\partial}{\partial y}\right](\zeta_o+\frac{Z}{Z_o}\zeta_1)+(v_o+\frac{Z}{Z_o}v_1)\frac{\partial f}{\partial y}\right\}dZ$$

$$=\left(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y}\right)\zeta_o+\frac{1}{3}(u_1\frac{\partial}{\partial x}+v_1\frac{\partial}{\partial y})\zeta_1+v_o\frac{\partial f}{\partial y} \tag{90}$$

故 $$\left(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y}\right)(f+\zeta_o)=-\frac{1}{3}\left(\frac{\partial\psi_T}{\partial x}\cdot\frac{\partial\zeta_1}{\partial y}-\frac{\partial\psi_T}{\partial y}\frac{\partial\zeta_1}{\partial x}\right)=-\frac{1}{3}J(\psi_T,\ \zeta_1) \tag{91}$$

或 $$-\nabla^2\left(\frac{\partial\psi}{\partial t}\right)=\frac{\partial f}{\partial y}\frac{\partial\psi}{\partial x}+J\{\psi,\ \nabla^2\psi\}+\frac{1}{3}J\{\psi_T,\ \nabla^2\psi_T\} \tag{92}$$

其中 J 表 Jacobian, Eady 命名上式右邊之第三項爲發達項（Development term）。令 $\psi_T=\frac{gZ_o}{f}\bar{S}$ ，

$$\bar{S}=\ln\theta \quad (\text{一表平均值}) \tag{93}$$

即 $$S=\bar{S}+\left(\overline{\frac{\partial S}{\partial Z}}\right)Z=\frac{f}{gZ_o}\psi_T+GZ \tag{94}$$

其中 $G=\left(\overline{\frac{\partial S}{\partial Z}}\right)$爲平均靜穩定度。故$\mathbb{V}$變成溫度風

$$\frac{\partial\mathbb{V}}{\partial Z}=\frac{\partial}{\partial Z}\left\{-\frac{Z}{Z_o}\nabla\psi_T\times\mathbb{K}\right\}=-\frac{g}{f}\frac{\partial}{\partial Z}\left\{Z\nabla(S-GZ)\times\mathbb{K}\right\}=-\frac{g}{f}\nabla S\times\mathbb{K} \tag{95}$$

若應用絕熱變化之假定，從(94)式可得

$$\frac{dS}{dt}=O=\frac{f}{gZ_o}\left(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y}\right)\psi_T+GW \tag{96}$$

取上式之$-Z_o$至Z_o之積分，且假定$W=W_o(1-\frac{Z}{Z_o})(1+\frac{Z}{Z_o})$（$W_o$爲大氣中央($Z=O$)之垂直風速），可得

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y}\right)\psi_T=-\frac{g}{2f}\cdot G\cdot\int_{-Z_o}^{Z_o}WdZ=-\frac{g\cdot G}{f}\frac{2}{3}Z_oW_o \tag{97}$$

若求(86)式之$-Z_o$至O及O至Z_o之積分的差，可得

$$-\frac{2f}{Z_o}W_o=\left(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y}\right)\zeta_1+\left(u_1\frac{\partial}{\partial x}+v_1\frac{\partial}{\partial y}\right)\zeta_o+v_1\frac{\partial f}{\partial y} \tag{98}$$

從(97)及(98)兩式消去w_o，可得

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y}\right)\psi_T=\frac{1}{3}\frac{gG}{f^2}Z_o^2\left\{(\frac{\partial}{\partial t}+u_o\frac{\partial}{\partial x}+v_o\frac{\partial}{\partial y})\zeta_1+(u_1\frac{\partial}{\partial x}+v_1\frac{\partial}{\partial y})\zeta_o+v_1\frac{\partial f}{\partial y}\right\} \tag{99}$$

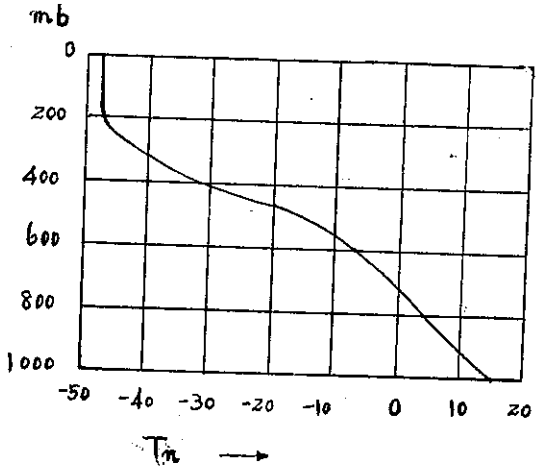
若令無次元數 $b=\frac{gG}{f}$，且應用(88)式之關係可得

$$\left(\frac{3}{bZ_o^2}-\nabla^2\right)\left(\frac{\partial\psi_T}{\partial t}\right)=\frac{\partial f}{\partial y}\frac{\partial\psi_T}{\partial x}+J\{\psi_T,\nabla^2\psi\}+J\{\psi,\nabla^2\psi_T\}-\frac{3}{bZ_o^2}J(\psi,\psi_T) \tag{100}$$

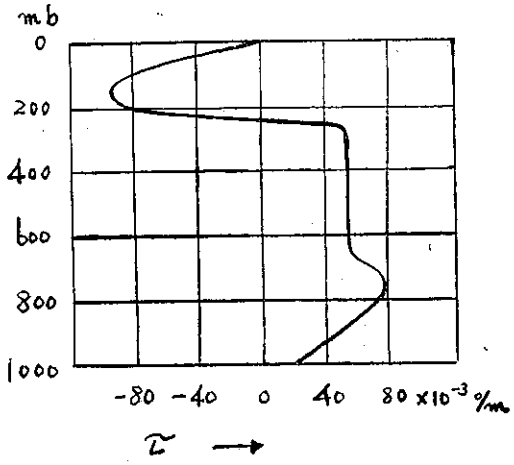
總之，(92)及(100)兩式之右邊都是既知函數，故由 Poisson 微分方程式(92)可求出$\frac{\partial\psi}{\partial t}$，而由 Helmholtz 微分方程式 (100) 可求出$\frac{\partial\psi_T}{\partial t}$，達成數值預報。

十、連續二參變數模型 (Continuous two parametric model)

Eliassen〔16〕設計之連續二參變數模型，從物理的立場而論，與 Eady 之 $2\frac{1}{2}$ 次元模型無異。唯不分大氣爲兩層討論連續的大氣之差異而已。同時與 Eliassen 完全獨立，Sawyer 及 Bushby〔24〕設計同類之模型。以後按 Eliassen 之理論說明之。



第 3 圖　正常溫度分布函數$T_n(p)$.



第 4 圖　函數$\tau(p)$

假定垂直溫度分布$T(p)$爲　$T(p)=T_n(p)+\tau(p)(h-h_n)$　(101)

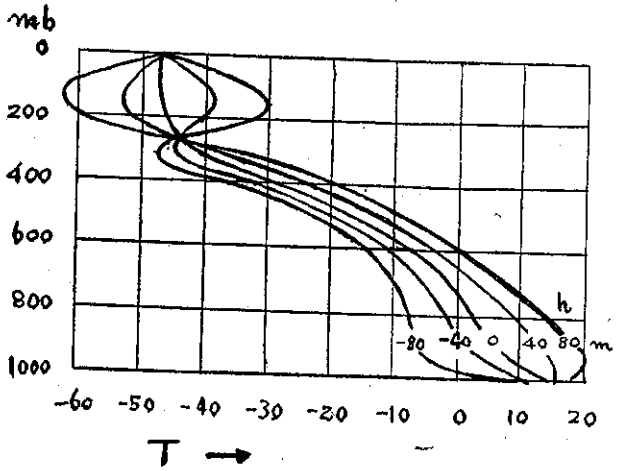
其中h爲決定溫度分布之參變數；h_n爲常數；$T_n(p)$爲如第 3 圖之正常 (Normal) 溫度分布函數；$\tau(p)$爲如第 4 圖之函數。故對種種h值，溫度分布可繪成如第 5 圖。對應 (101) 式之比容ρ^{-1}及等壓面高度Z之關係式爲

$$\rho^{-1}(x,y,p,t)=R\frac{T_n(p)}{p}+R\frac{\tau(p)}{p}[h(x,y,t)-h_n] \quad (102)$$

及　$$Z(x,y,p,t)=\overline{Z}(x,y,t)+H(p)+A(p)[h(x,y,t)-h_n] \quad (103)$$

式中—表平均值；R表氣體常數；H(p)及A(p)定義如下　$H'=-\frac{RT_n(p)}{gp}$，$\overline{H}=O$　(104)

$$A'=-\frac{R\tau(p)}{gp}, \quad \overline{A}=O \quad (105)$$



第 5 圖　氣溫分布函數$T(p)$。

故三次元場$Z(x,y,p,t)$，現在可由$\overline{Z}$及h兩個水平場表示之。從(103)式，可得地衡風及近似之相對渦度爲

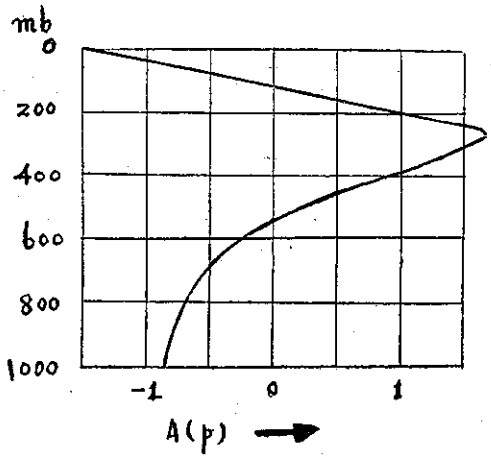
$$\overline{\nabla}(x,y,p,t)=\overline{\nabla}(x,y,t)+A(p)\overline{\nabla}_T(x,y,t) \quad (106)$$

$$\zeta_P(x,y,p,t)=\overline{\zeta}_P(x,y,t)+A(p)\zeta_T(x,y,t) \quad (107)$$

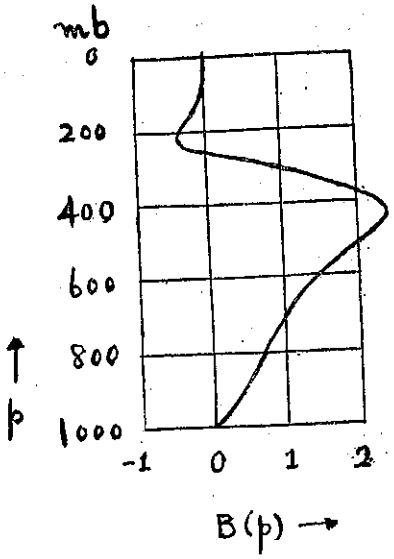
其中$\overline{\nabla}$, $\overline{\nabla}$, $\overline{\zeta}_P$ 及ζ_T 定義如(68)及(69)式，而A(p)可繪成如第 6 圖。關於垂直方向之運動，若令B(p)爲如第 7圖之函數，即可取　$w_P(x,y,p,t)=B(p)w(x,y,t)$。　(108)

若(102), (106) 及 (108) 式代入熱力學方程式 (15) 可得

$$\frac{\tau}{T_n}\left(\frac{\partial h}{\partial t}+\overline{\nabla}\cdot\nabla h\right)+\frac{B}{\theta_n}\frac{d\theta_n}{dp}w=O \quad (109)$$



第6圖　函數A(p)



第7圖　函數B(p)

式中θ_n爲對應T_n之位溫。故

$$w=-\nu\left(\frac{\partial h}{\partial t}+\overline{\nabla}\cdot\nabla h\right)\quad;\quad \nu=\left(\overline{\frac{\tau}{T_n}}\right)\cdot\left[\overline{\frac{B}{\theta_n}\frac{d\theta_n}{dp}}\right]^{-1} \tag{110}$$

關於渦度方程式，由(21)式省略 ∇w_P 項可得

$$\left(\frac{\partial\zeta_P}{\partial t}\right)_P+\overline{\nabla}\cdot\nabla_P(f+\zeta_P)+w_P\frac{\partial\zeta}{\partial p}-(f+\zeta_P)\frac{\partial w_P}{\partial p}=O$$

若代入 (106), (107) 及 (108) 式，可得

$$\left(\frac{\partial\overline{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+A\left(\frac{\partial\zeta_T}{\partial t}\right)_P+\overline{\nabla}\cdot\nabla_P(f+\overline{\zeta}_P)+A\{\overline{\nabla}\cdot\nabla_P\zeta_T+\overline{\nabla}_T\cdot\nabla_P(f+\overline{\zeta}_P)\}$$
$$+A^2\overline{\nabla}_T\cdot\nabla_P\zeta_T-B'(f+\overline{\zeta}_P)w+(A'B-AB')\zeta_T w=O \tag{111}$$

令上式之左邊爲M(x,y,p,t), 且個定 x.y, 及 t, 則M變成p之函數。爲減少渦度方程式之誤差，取關於p之線型回歸方程式 (Linear regression function) $L(p)\equiv O$，使$\overline{\{L(p)-M(p)\}^2}$=極小，即

可得　$\overline{M}=O$，及 $\overline{pM}-\overline{p}\cdot\overline{M}=O$ (112)

代入 (111) 及 (110) 之關係，可得

$$\left(\frac{\partial\overline{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+\overline{\nabla}\cdot\nabla_P(f+\overline{\zeta}_P)+a\overline{\nabla}_T\cdot\nabla_P\zeta_T-g\zeta_T\left\{\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_P+\overline{\nabla}\cdot\nabla_P h\right\}=O \tag{113}$$

$$\left(\frac{\partial\zeta_T}{\partial t}\right)_P+\overline{\nabla}_T\cdot\nabla_P(f+\overline{\zeta}_P)+\overline{\nabla}\cdot\nabla_P\zeta_T+b\overline{\nabla}_T\cdot\nabla_P\zeta_T-r(f+\overline{\zeta}_P+A^*\zeta_T)\left\{\left(\frac{\partial h}{\partial t_P}\right)_P+\overline{\nabla}\cdot\nabla_P h\right\}=O \tag{114}$$

其中

$$\left.\begin{aligned}&a=\overline{A}^2\ ,\quad b=\frac{\overline{PA^2}-\overline{P}\,\overline{A}^2}{\overline{PA}},\quad q=2\nu\,\overline{A'B}\\&r=\frac{\nu\overline{B}}{\overline{PA}}\ ,\quad A^*=\frac{1}{\overline{B}}(\overline{AB}-2\,\overline{PA'B}-2\overline{P}\,A'B)\end{aligned}\right\} \tag{115}$$

若 (68) 及 (69) 式代入 (113) 及 (114) 式，可得關於$\left(\frac{\partial\overline{Z}}{\partial t}\right)_P$及$\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_P$之線型微分方程式。故可應用於數值預報。

若令氣壓p_1及p_2之渦度平流J_1及J_2爲

$$\left.\begin{aligned}J_1&=(\overline{\nabla}+A_1\overline{\nabla}_T)\cdot\nabla_P(f+\overline{\zeta}_P+A_1\zeta_T)\\J_2&=(\overline{\nabla}+A_2\overline{\nabla}_T)\cdot\nabla_P(f+\overline{\zeta}_P+A_2\zeta_T)\end{aligned}\right\} \tag{116}$$

式中　$A_1=A(p_1)$ 及 $A_2=A(p_2)$ 爲 $A^2-bA-a=o$ 之根。即(113)

及 (114) 式中之平流項可簡化爲

$$\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P(f+\bar{\zeta}_P)+a\overline{\mathbb{V}}_T\cdot\nabla_P\zeta_T=\frac{A_2J_1-A_1J_2}{A_2-A_1} \tag{117}$$

$$\overline{\mathbb{V}}_T\cdot\nabla_P(f++\bar{\zeta}_P)+\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P\zeta_T+b\overline{\mathbb{V}}_T\cdot\nabla_P\zeta_T=\frac{J_1-J_2}{A_1-A_2} \tag{118}$$

根據 Smebye〔16〕之計算，預報方程式 (113) 及 (114) 之各係數爲

$$\left.\begin{array}{l} a=0.65,\quad b=0.74,\quad q=0{,}89\times10^{-2}\ m,^{-1} \\ r=0.76\times10^{-2}\ m^{-1},\quad A^*=0.85。\end{array}\right\} \tag{119}$$

1953 年 Bolin〔3〕擴張 Eliassen 之理論，(103) 式之Z及 (108) 式之 w_P由

$$Z(x,y,p,t)=H(p)+\sum_{n=1}^{N}Z_n(x,y,t)\cdot A_n(p)$$

$$W_P(x,y,p,t)=\sum_{m=1}^{M}W_m(x,y,t)\cdot B_m(p)$$

(H爲種種氣壓面之高度)代替，而提唱多參變數模型。(Multiple-parameter model)

十一、$2+\frac{n-1}{n}$次元模型。

Charney 及 Phillips〔11〕擴張 Eady 之理論，提唱$2+\frac{n-1}{n}$次元模型。從(75)式及所謂Margnles之式 $\frac{1}{F}\frac{1}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p}=\frac{1}{F}\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}=\text{Const.}$ 消去 F, 可得 $\frac{d_H}{dt}\left(\eta\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}\right)=0$。

若使用地衡風$\mathbb{V}_g$代替$\mathbb{V}$，且令$\frac{D}{Dt}=\frac{\partial}{\partial t}\mathbb{V}_g\nabla$，可得

$$\frac{D}{Dt}\left(\eta\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}\right)=0\quad 或\quad \frac{1}{\eta}\frac{D\eta}{Dt}+\left(\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}\right)^{-1}\frac{D}{Dt}\left(\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}\right)=0 \tag{120}$$

再令 $S=-\left(\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}\right)$，上式可變成 $\frac{D\ln\eta}{Dt}=S^{-1}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{D\ln\theta}{Dt}\right)$。 (121)

現在，大氣上限 (P=O) 至地面 ($P=P_o$)，分割成爲n個等間隔 δ_P之層，且各層中央之種種物理量，加添字 K (K=1.2,…,n)表示。即$P_1=\frac{1}{2}\delta p$, $P_n=P_o-\frac{1}{2}\delta P_o$。同時令 $K=\frac{1}{2}$及$K=n+\frac{1}{2}$爲大氣上限 ($P_{\frac{1}{2}}=O$) 及地面($P_{n+\frac{1}{2}}=P_o$) 之添字。且定義運算素G_K爲 (Q爲任意物理量)

$$G_KQ=Q_{K+\frac{1}{2}}-Q_{K-\frac{1}{2}}\quad 或\quad G_{K-\frac{1}{2}}Q=Q_K-Q_{K-1} \tag{122}$$

則從 (121) 式可得 $\left(\frac{D\ln\eta}{Dt}\right)_K=(S\delta p)^{-1}G_K\left(\frac{D\ln\theta}{Dt}\right)$ (123)

若令 $\varphi=gZ$ (geopotential), 從位溫之定義 $\ln\theta=\text{Const}+\frac{C_v}{C_p}\ln p+\ln\left(-\frac{\partial\varphi}{\partial p}\right)$可得

$$\left(\frac{D\ln\theta}{Dt}\right)_{K+1/2}=\frac{D_{K+\frac{1}{2}}}{Dt}(\ln\ G_{K+\frac{1}{2}}\ \varphi)，但\ K\neq1.n。 \tag{134}$$

故 (123) 式可變成 $\left(\frac{D\ln\eta}{Dt}\right)_K=(S\delta p)^{-1}\left\{\frac{D_{K+\frac{1}{2}}}{Dt}(\ln\ G_{K+\frac{1}{2}}\varphi)-\frac{D_{K-\frac{1}{2}}}{Dt}(\ln\ G_{K-\frac{1}{2}}\ \varphi)\right\}$ (135)

若使用地衡風近似$\mathbb{V}_g=f^{-1}\mathbb{K}\times\nabla\varphi$及近似置換 $\varphi_K=\frac{1}{2}(\varphi_{K+\frac{1}{2}}-\varphi_{K-\frac{1}{2}})$ 可得

$$\left\{\frac{D\ln(\varphi_{K+1}-\varphi_K)}{Dt}\right\}_{K+\frac{1}{2}}=\left\{\frac{D\ln(\varphi_{K+\frac{1}{2}}-\varphi_K)}{Dt}\right\}_{K+1}=\left\{\frac{D\ln(\varphi_{K+1}-\varphi_K)}{Dt}\right\}_K$$

故 (135) 式可變成 $\left(\frac{D\ln\eta}{Dt}\right)_K=(S\delta p)^{-1}\left(\frac{D}{Dt}\right)_K\ln\left(\frac{\varphi_{K+1}-\varphi_K}{\varphi_K-\varphi_{K-1}}\right)_K$ (136)

或 $\left(\frac{D}{Dt}\right)_K\left\{\eta_K\cdot\left(\frac{\varphi_{K+1}-\varphi_K}{\varphi_K-\varphi_{K-1}}\right)^{-L}\right\}=0$ (137)

其中 $L=(S\delta p)^{-1}=-\left(\delta p\frac{\partial\ln\theta}{\partial p}\right)^{-1}$，$K\neq1,n$。 同時從境界條件

$$\lim_{p\to o} W_P = \lim_{d\to o}\frac{D\ln\theta}{Dt} = W_P(p_o) = \left(\frac{D\ln\theta}{Dt}\right)_{P=P_o} = O$$

可求得最低層（K=n）及最上層（K=1）之方程式爲

$$\left(\frac{D}{Dt}\right)_n \frac{\eta_n}{(\varphi_{n-1}-\varphi_n)^{-L}} = O \quad (138) \text{ 及 } \left(\frac{D}{Dt}\right)_1 \frac{\eta_1}{(\varphi_1-{}_2\varphi)^{L}} = O \qquad (139)$$

(137)，(138) 及 (139) 三式爲 $2+\frac{n-1}{n}$ 次元模型之方程式。同時 Charney 及Phillips 證明，此模型是由n個順壓層構成，故n=1時表順壓模型，n=2時表二層模型，或可證明數學上與 $2\frac{1}{2}$ 次元模型相等。

(137)，(138) 及 (139) 之方程式群，除 n=1 以外很難計算，故由經驗則

$$\frac{D}{Dt}\ln\theta = \frac{D}{Dt}\ln\rho^{-1} \approx \frac{1}{\rho^{-1}}\frac{D\rho^{-1}}{Dt} = \frac{1}{\rho^{-1}}\frac{D}{Dt}\frac{\partial\varphi}{\partial p} \text{ 及 } \eta\approx\bar{\eta} \text{ (一表平均值)}$$

可簡化爲 $\left(\frac{D}{Dt}\right)_K\{\eta_K+\pi_K(\varphi_{K+1}-\varphi_K)-\pi_{K-1}(\varphi_K-\varphi_{K-1})\eta \quad K=1.2,\cdots\cdots,n$。 (140)

其中 K=1, n 時 $\pi_K=O$

K≠1, n 時 $\pi_K=\eta^{\tau}(\bar{\rho}^{-1}_{K+\frac{1}{2}}\ \delta p)^{-1}$

十二、應用緩和法之數值積分法。

1953 年 Charney 及 Phillips [11] 爲提高計算能率，乃應用 Southwell [25] 之緩和法 (Relaxation method) 案出一新計算方法。從(45)式可得 $Z_{i+1,j}+Z_{i-1,j}+Z_{i,j+1}+Z_{i,j-1}-4Z_{i,j}-d^2\xi_{i,j}=O$ (141)

若假定 $\xi_{i,j}$爲既知量，並取任意值 $Z^{o}_{i,j}$代入上式，其右邊通常不等於零，若令$R^{o}_{i,j}$爲

$$Z^{o}_{i+1,j}+Z^{o}_{i-1,j}+Z^{o}_{i,j+1}+Z^{o}_{i,j-1}-4Z^{o}_{i,j}-d^2\xi_{i,j}=R^{o}_{i,j} \qquad (142)$$

$$(i=1.2,\cdots,p-1, \quad j=1.2,\cdots,q-1_o)$$

則，$Z^{o}_{i,j}$等稱初期推定值 (Initial guess)；$R^{o}_{i,j}$ R稱剩餘值 (Residual)。若變換推定值，而反覆求$Z^{\nu}_{i,j}$，使$R^{\nu}_{i,j}$非常接近零時，其推定值$Z^{\nu}_{i+1,j}$，$Z^{\nu}_{i-1,j}$，$Z^{\nu}_{i,j+1}$，$Z^{\nu}_{i,j+1}$，$Z^{\nu}_{i,j}$ 是很接近 (141) 式中之正確值。這種近似值之求法稱 Southwell 之緩和法。

推定值之選擇法中 Richardson 之方法最簡單。他令 $(\nu+1)$ 次之推定值爲 $Z^{\nu+1}_{i,j}=Z^{\nu}_{i,j}+\frac{1}{4}R^{\nu}_{i,j}$ (143)

則，加剩餘值之四分之一的補正。由(142) 式可得

$$Z^{\nu}_{i+1,j}+Z^{\nu}_{i-1,j}+Z^{\nu}_{i,j+1}+Z^{\nu}_{i,j-1}-4(Z^{\nu}_{i,j}+\frac{1}{4}R^{\nu}_{i,j})-d^2\xi_{i,j}=R^{\nu}_{i,j}-R^{\nu}_{i,j}=O \qquad (144)$$

可見，Richardson 之方法，不擾亂 $Z^{\nu}_{i,j}$值而有誘導(i,j)點之剩餘成爲零之作用。若所有之Z值，同時由(143) 式補正，即其剩餘 $R^{\nu+1}_{i,j}\neq O$，但是可嚴密的證明，次數ν增加Z可收斂其正確值。Southwell 又指示(143)式之斷片的使用，比同時使用可增加其收斂速度。且證明選大於$\frac{1}{4}$之變數α代替$\frac{1}{4}$又可收獲同樣之效果。末記之方法通稱爲過緩和 (Overrelaxation) 法。若個定α值，則變成 Frankel [20] 命名之擴張的 Liebmann 法 (Extrapolated Liebmann method)。此方法可由反覆方程式

$$Z^{\nu+1}_{i,j}=Z^{\nu}_{i,j}+\alpha R^{\nu;\nu+1}_{i,j} \qquad (145)$$

定義。其中重指標 $\nu,\nu+1$ 指示，使用指標 ν 或 $\nu+1$。以據添字i,i, i+1, j, i,j+1 或 i-1, j, i,j-1, 之區別而定之。若誤差 $E^{\nu}_{i,j}=Z^{\nu}_{i,j}-Z^{i,j}$ 滿足對應 (141) 式之同次方程式，可記述爲 $E^{\nu+1}=K(\alpha)E^{\nu}$

式中$K(\alpha)$爲α之線型運算素(Lined operator)。

由上述之理論，現在可詳細記述 Charney 及 Phillips之新計算法如下：

第一步驟 首先準備 $\xi^{\tau-1}_{i,j}$ 及$\xi^{\tau}_{i,j}$，繼之取 $Z^{\tau-1}_{i,j}$ 爲初期推定值，使用反覆方程式 (145)，求出(141)式之解 $Z^{\tau}_{i,j}$。

第二步驟 由方程式 $\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)^{\tau}_{i,j}=(2d)^{-2}\{(\eta^{\tau}_{i+1,j}-\eta^{\tau}_{i-1,j})(Z^{\tau}_{i,j+1}-Z^{\tau}_{i,j-1})$

$$-(\eta^{\tau}_{i,j+1}-\eta^{\tau}_{i,j-1})(Z^{\tau}_{i+1,j}-Z^{\tau}_{i-1,j})\} \qquad (146)$$

求出 $\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)^{\tau}_{i,j}$。

第三步驟　由時間的外插

$$\xi^{\tau+1}_{i,j}=\xi^{\tau-1}_{i,j}+E(\tau)\triangle t\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)^{\tau}_{i,j} \qquad \begin{array}{ll}\tau=0\text{時} & \xi^{-1}_{i,j}=\xi^{0}_{i,j}，E(0)=1。\\ \tau\neq 0\text{時} & E(\tau)=2。\end{array} \qquad (147)$$

求出 (i,j) 點之 $\xi^{\tau-1}_{i,j}$ 而繪成預報圖。

上記之新方法不但對順壓方程式之計算很便利，而對三次元化模型中出現之變數係數之隋圓型微分方程式也可應用。

十三、地衡風近似之再檢討。

1955 年 Bolin〔4〕使用 Charney 之順壓模型及緩和法，實施24小時，48小時及 72小時之數值預報實驗。結果一日，二日及三日之預報與實測之相關係數 (Correlation coefficient) 各爲 0.85, 0.82 及 0.70。同時結論，關於一日至二日之短期預報，省略斜壓效果以誤差之主要原因。而關於三日之中間預報(Extending forecast)，斜壓效果之省略又原因之一，但是主要原因不在此。其中地衡風近似之誤差很重要，以後檢討之。

元來，由 Charney〔6〕及 Thompson〔29〕之初步研究，使用地衡風近似於渦度方程式，可濾過音波重力波等小波長之波動。但由上述之數值預報實驗，Bolin 發見，地衡風近似不但不能濾過重力波，而引起實際大氣中不存在之振幅最當大之重力慣性擾動(Enertio-gravitational perturbation)。爲克服這種缺點，Charney〔12〕提唱以平衡方程式 (Balance equation) 代替地衡風方程式。

若運算素▽·應用於(1)式，且考慮靜力學方程式，可得

$$\nabla^2\varphi=f\zeta+2\left(\frac{\partial u}{\partial x}\cdot\frac{\partial v}{\partial y}-\frac{\partial v}{\partial x}\cdot\frac{\partial u}{\partial y}\right)-(\mathbb{K}\times\mathbb{V})\cdot\nabla f \qquad (148)$$

式中 $\varphi=gZ$ (geopotential), 且假定大氣運動爲無幅散。故可使用流線函數ψ爲　$\mathbb{V}=-\nabla\psi\times\mathbb{K}$　(149)

故上式可變成　$$\nabla^2\varphi=f\nabla^2\psi+\nabla\psi\cdot\nabla f-\frac{2}{f}\left\{\left(\frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial y}\right)^2-\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2}\cdot\frac{\partial^2\psi}{\partial y^2}\right\} \qquad (150)$$

此式爲 Fjφrtoft 求出之所謂平衡方程式 (Balance equation)。此方程式爲 Monge-Ampère 型之微分方程式，故　$\frac{\nabla^2\varphi}{f}+\frac{f}{2}>0$

之條件下，可求出其解，即表示地衡風近似之相對渦度$\frac{\nabla^2\varphi}{f}$大於$-\frac{f}{2}$之條件下，可解之。從(150)式中，省略非線型項及科氏參變數之梯度項可得　$\nabla^2\varphi=f\zeta$　(151)

積分上式可得地衡風方程式(13)，故平衡方程式(150)爲地衡風方程式之擴張。同時 Charney 從理論上，證明平衡方程式比地衡風方程式之優點。

但其數值預報上之實地應用，待今後之研究才可判斷其優劣。

十四、圖解天氣預報法。

1952 年 Fjφrtoft〔19〕以順壓模型爲基礎，考案一種圖解天氣預報法。若使用面積約爲 10^7km^2 之天氣圖，以24小時之預報，圖解法可由一個人以三小時之時間完成其操作。此方法之詳細介紹已刊載本學報上〔第一卷第一期：36—38, 第二期：7—14, 第四期：16—28〕, 故在此不再記述。去年(1955年) Haug〔4〕使用北大西洋之資料，實施圖解法之48小時預報，而與使用瑞典之電子計算器 (BESK) 之 Bolin 之數值預報實驗比較，關於實測及預報值之相關係數，得到下表之結果。

	25-27日	26-28日	27-29日	28-30日	平　均	(1954年9月)
B E S K	0.58	0.77	0.64	0.83	0.71	
圖 解 法	0.70	0.60	0.60	0.71	0.65	

Haug 又求出兩方法之槽線及脊線移動之預報誤差如下。

		29-1日	30-2日	1-3日	2-4日	平　均	(1954年9-10月)
槽線移動誤差	BESK	9%	20%	7%	26%	15.5%	
	圖解法	23%	77%	18%	33%	37.7%	
脊線移動誤差	BESK	27%	21%	7%	10%	16.2%	
	圖解法	10%	18%	17%	4%	12.2%	

關於槽線之預報，數值預報成果爲佳，但是對脊線之預報，圖解法占優。平均上說，圖解法之正確率尚不及數值預報之正確率。Hang 指示，若預報時間分成 4 至 5 小時之小區分，而反覆使用圖解法，可提高預報成果至數值預報之正確率。

1953 年 Bolin〔3〕以Eliassen 之連續二參變數模型爲基礎（即考慮傾壓效果）擴張 Fjφrtoft 之圖解法。

若 (117) 及 (118) 式代入 (113) 及 (114) 式可得

$$\left(\frac{\partial\overline{\zeta}_P}{\partial t}\right)_P+\frac{A(p_2)J_1-A(p_1)J_2}{A(p_2)-A(p_1)}=0 \tag{152}$$

$$\left(\frac{\partial\zeta_T}{\partial t}\right)_P+\frac{J_1-J_2}{A(p_2)-A(p_1)}-rf\left\{\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_P-\overline{\mathbb{V}}\cdot\nabla_P h\right\}=0 \tag{153}$$

若 (153) 式乘 $A(p_1)$ 或 $A(p_1)$ 而加 (152) 式，且考慮 (106)，(107)及(116) 式之關係可得

$$\frac{d_1}{dt}(\zeta_1+f)-A(p_1)\cdot rf\left\{\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P h\right\}=0 \tag{154}$$

$$\frac{d_2}{dt}(\zeta_2+f)-A(p_2)\cdot rf\left\{\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_P+\mathbb{V}\cdot\nabla_P h\right\}=0 \tag{155}$$

式中添字 1 及 2 表對應p_1及p_2之種種量。故上兩式可綜合爲

$$\frac{d_i}{dt}(\zeta_i+f)-A(p_i)rf\frac{d_i h}{dt}=0 \quad (i=1.2.) \tag{156}$$

若定義運算素一爲（α爲任意物理量）

$$\overline{\alpha}=\frac{1}{4}\{\alpha(x+d,y)+\alpha(x-d,y)+\alpha(x,y+d)+\alpha(x,y-d)\} \tag{157}$$

即相對渦度 ζ_i 之定差方程式爲 $\zeta_i=\frac{4gm^2}{fd^2}(\overline{Z}_i-Z_i)\ (i=1.2.)$ (158)

如 Fjφrtoft〔19〕, 定義緯度ϕ之函數 $J(\phi)$爲

$$J(\phi)=\int\frac{4\,\Omega^2 d^3\sin\phi\,\mathrm{Cos}\phi}{m^2(\phi)4g}d\phi \tag{159}$$

可得 (156) 式之定差方程式爲

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_P\{\overline{Z}_i-Z_i-K_i(\phi)(Z_1-Z_2)\}=-\mathbb{V}_i\cdot\nabla\{\overline{Z}_i-Z_i+J(\phi)\}K_i(\phi)\mathbb{V}_i\cdot\nabla(Z_1-Z_2) \tag{160}$$

式中 $K_i(\phi)=A(p_i)\frac{r\cdot f^2 d^2}{4gm}$ ， $h=Z_1-Z_2$。 (161)

若令G(定數)爲 Z_1-Z_2 之廣區域平均值，且假定 $\nabla K_i(\phi)$ 小而不計可得

$$K_i(\phi)\mathbb{V}_i\cdot\nabla(Z_1-Z_2)=K_i(\phi)\mathbb{V}_i\cdot\nabla(Z_1-Z_2-G)\approx\mathbb{V}_i\cdot\nabla\{K_i(\phi)(Z_1-Z_2-G)\} \tag{162}$$

上式代入 (160) 式可得

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_P\{\overline{Z}_i-Z_i+J(\phi)-K_i(\phi)(Z_1-Z_2-G)\}=-\mathbb{V}_i\cdot\nabla\{\overline{Z}_i-Z_i+J(\phi)-K_i(\phi)(Z_1-Z_2-G)\}$$
$$(i=1.2) \tag{163}$$

上記之兩方程式可應用於 Fjφrtoft 之圖解法。根據 (119) 式之數值，可求出p_1及p_2爲

$p_1\approx350$ mb　　$p_3=825$mb

可見，Bolin 之圖解法，不如 Fjφrtoft 之圖解法應用於 500mb 高度圖上，而應用於 350mb 及825mb 高度圖上爲適宜。但是以預報業務之便利起見， Bolin 選 300mb 及 700mb 高度圖代替 350mb 及 825mb 高度圖，實行預報實驗，而與 Fjφrtoft 之圖解法比較，得下表

		12 小時之實測及預報值之相關係數		標準偏差 (Standard deviations)
順壓模型 (Fjφrtoft)	500mb 高度圖變化	0.72	實測	230 feet
			預報	190 〃
斜壓模型 (Bolin)	300mb 高度圖變化 +700mb 高度圖變化	0.79	實測	460 〃
			預報	440 〃
	300mb 高度圖變化 −700mb 高度圖變化	0.72	實測	200 〃
			預報	170 〃

可見，使用 Bolin 之圖解法，即考慮斜壓效果，可稍提高預報之正確率。

十五、結　　言。

現有之數值預報，以絕熱假定爲基礎，未考慮輻射等非絕熱變化及粘性等效果。根據 Charney 之研究，對一至二日之短期預報此等效果無重大影響，可省略。但是爲長期預報或精密預報，將來仍要考慮之問題。實際上，現代之氣象學中，由輻射或由水汽變換之非絕熱效果及由亂流 (Eady motion) 之運動量或熱量之輸送等物理學的機構，未能確立。故導入此等效果於數值預報，可以說是將來之大問題。若占在將來之理想數值預報之立場，現有之數值預報當然不完全。但是根據強固之物理學的基礎上之數值預報，與天氣預報之現狀比較，數值預報之研究，有排除過去之定性的氣象學，確立定量的積密科學之氣象學之作用。也可以說是爲氣象學劃一時代之研究。

參　考　文　獻

〔1〕Bjerknes, V., 1904 : Das Problem von der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkt der Mechanik und der Physik. Meteor.Zeit., 21 : 1-7.

〔2〕Berson, F. A., 1950 : On the factors controlling the instability of long waves in zonal currents. Arkiv för Geofysik, Stockholm. I. No. 9.

〔3〕Bolin, B., 1953 Multiple-parameter models of the atmosphere for numerical foreasting purposes. Tellus,5, No.2 : 207-218.

〔4〕Bolin, B., 1955 Numerical foreasting with the barotropic model. Tellus, 7, No.1 : 27-49.

〔5〕Charney, J. G., 1947 : The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. J. Meteor. 4, No.5. : 135-162.

〔6〕Charney, J.G., 1948 : On the scale of atmospheric motions. Geofys. Publ. 17, No.2. 17pp.

〔7〕Charney,J. G., 1949 : On a physical basis for numerical prediction of large-scale motions in the atmosphere. J. Meteor. 6, No.6 : 371-385.

〔8〕Charney,J. G., and Eliassen, A., 1949 : A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitnde westerlies. Tellus, 1,No,2 : 38-54.

〔9〕Charney,J. G., Fiφrtoft, R., Von Neumann, J., 1950 : Numerical integration of the barotropic vorticity equation. Tellus, 2, No.4 : 237-254.

〔10〕Charney, J. G., 1951 : Dynamic forecasting by numerical process. Compendium of Meteorology, A.M. S. : 470-482.

〔11〕Charney, J. G., and Phillips, N. A., 1953 : Numerical integration of the quasi-geostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows. J. Meteor. 10, No.2 : 71-99.

〔12〕Charney, J. G., 1955 : The use of the primitive equations of motion in numerical prediction. Tellus, 7, No.1 : 22-26.

〔13〕Eady, E. T., 1949 : Long waves and cyclone waves. Tellus, 1, No.3 : 33-52.

〔14〕Eady, E. T., 1952 : Note on weather computing and so-called $2\frac{1}{2}$—dimensional model. Tellus, 4, No.3 : 157-167.

〔15〕Eliassen, A., 1949 : The quasi-static equations of motion with pressure as independent variable. Geofys. Publ. 17, No.3. 44 pp.

〔16〕Eliassen, A., 1952 : Simplified models of atmosphere, designed for the purpose of Numerical weather prediction. Tellus, 4, No.3 : 145-156.

〔17〕Fjφrtoft, R., 1950 : Application of integral theorems in deriving criteria of stability for laminar flows and for the baroclinic circular vortex. Geofys. Publ., 17. No. 6.

[18] Fjørtoft, R., 1951 : Stability properties of large-scale atmospheric disturbances. Compendium of Meteorology, A. M. S. : 454-463.

[19] Fjørtoft, R.,1952 : On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. Tellus, 4, No.3. : 179-194.

[20] Frankel, S. P., 1950 : Convergence rates of iterative treatments of partial differential equations. Math. tabes and other aids to computation, 4, No. 30 : 65-75.

[21] Phillips, N.A., 1951 : A simple three-dimensional model for the study of large-scale extratropical flow patterns. J. Meteror. 8, No.6 : 381-394.

[22] Platzman, G. W., 1952 : Some remarks on high-speed automatic Computers and their use in Meteosrology Tellus, 4, No.3 : 168-178.

[23] Richardson, L. F., 1922 : Weather prediction by numerical process. Combridge. University. Press, 236pp.

[24] Sawyer, J. S.. and Bushby, F. H.. 1953 : Barcclinic model atmosphere suitable for numerical integration. J. Meteor., 10, : 54-49.

[25] Southwell, R. V., 1946 : Relaxation methods in the theoritical Physics. Oxford, Clarendon Press. 248pp.

[26] Starr, V. P., 1945 : A quasi- Lagrangian system of hydrodynarnic equations. J. Meteor. 2. No.4 : 227-237.

[27] Sutciffe, R. C., 1947 : A contribution to the problem of development. Quart. J. R. Meteor. Soc., 73, 317-318, 370-383.

[28] Sutcliffe, R. C., and A. G. Forsdyke., 1950 : The theory and use upper air thickness patterns in forecosting. Quart. J.R. Meteor. Soc., 76, : 189-217.

[29] Thompson, P. D., 1952 : Notes on the theory of large-scale disturbances in atmospheric flow with applications to numerical weather prediction. Geophysical research papers No. 16. U. S. Air Force Cambridge Research Center. 106pp.

[30] Sutcliffe, R. C., 1951 : The quasi-geostrophic advection wave in a baroclinic zonal current. Quart. J. R. Meteor. Soc. 77, p226.

傳真機在氣象上的應用

劉鴻喜

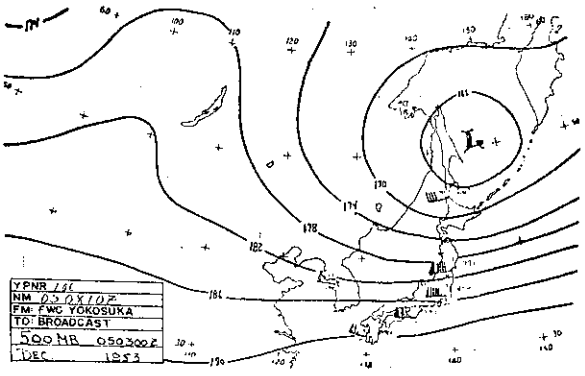
一、緒　　言

科學進步，日新月異，每一種新事物的發明，常可供各方面廣泛的應用，因而也促使其他方面的進步。就氣象學言，近期各種機械的發明如雷達(Radar)、電傳印字機 (Wire and Wireless Teleprinter)，傳眞機(Wire and Radio Facsimile) 等，均已先後應用於氣象方面；至今雷達之探測風暴的位置及其範圍，電傳印字機之傳遞天氣情報，均已成效卓著，變爲氣象工作不可或缺的利器。傳眞機發展較晚，迄今僅美國和加拿大二國已建立全國性傳眞網，然就天氣學 (Synoptic Meteorology) 的應用言，氣象傳眞機在今後的發展上，其貢獻將更在電傳印字機之上。年來我國氣象界努力以求進步，頗多建樹，建立全國性氣象傳眞網的時期或不在遠，玆特爲文就傳眞機的主要構造、性能，在氣象方面的實用情形及其效果作一介紹。

二、傳眞機發展簡史

最早利用電報傳遞圖片的思想，起源於一八四三年，當時亞歷山大班英 (Alexander Bain) 請准在英專利從事一種「自動傳眞電報」，一八六五年，義人卡色利 (Giovanni Caselli) 在巴黎里昂間從事有史以來第一次商業性的傳眞服務，自此以後，傳眞機逐步改良如採用硒電瓶，改良傳影技術等；一九〇三年，柯恩博士 (Dr. Korn) 根據各方意見，完成一套新的傳眞機。一九一〇年，倫敦巴黎和柏林三首都間，完成有線電傳眞網，一九二二年，第一張圖片利用海底電線自倫敦傳至紐約，此後美國對此一方面也開始加緊研究發展。一九二九年，國際氣象組織 (I.M.O. 爲W.M.O. 之前身)集會於丹京哥平哈根，有鑒於利用無線電傳遞圖片 (Wireless pictures) 對氣象學的重要性，乃在天氣情報委員會之下，特設小組專門研究各國對此一方面的發展，並尋求最佳的方法以利用此一科學發明；同年，瓦特爵士(Sir Robert Watson Watt) 爲文報導英國氣象局已首次以無線電傳眞機從卡丁頓 (Cardington) 傳遞天氣圖予飛行中的飛艇及其他數氣象台，獲得圓滿結果。此時美國無線電公司亦已開始用無線電傳眞機傳播新聞圖片，同時也把天氣圖傳予海上航輪。一九三〇年，英國廣播電台 (B. B. C.) 運用 Fultograph 方法將天氣圖定時用無線電傳播，惟 Fultograph 處理傳眞的方法比較簡單，其所傳遞的圖片也僅寬五吋，長三吋，過於狹小，在氣象上難切實用。

傳眞機正式長期應用於氣象方面始自第二次世界大戰時期，當時美國海空軍爲着迫切需要明瞭全球各地區的逐日天氣，乃利用傳眞機從事廣泛的天氣圖交換工作，當時所用的均爲收發兩用的12×18吋傳眞機(Transceivers)，此種機器可使傳來的天氣圖直接複印於傳眞紙 (Teledeltos Paper) 上，每傳遞一張天氣圖約需時廿分鐘。其後美國逐步建立起全國性的氣象傳眞網，並按時將主要天氣圖表傳送予海外各美軍氣象機構。至歐洲各國因限於經費僅會從事少數試驗(參閱圖一)，而未能負起經常任務，一九五三年八月，加拿大氣象局 (國運輸部)建立全國性的自動氣象傳眞系統(Automatic National Weatherfax System)，兩年來實用結果，雖然尚有少數技術問題有待改進，但已證明傳眞機實爲氣象工作上一種經濟而有效率的工具。



圖一爲1953年12月5日0300Z日本地區的 500mb 高空圖，係利用無線電傳眞機由日本橫須賀基地以 9427 kc/s 傳往英國之丹斯台波(Dunstable) 於當日084°Z收到

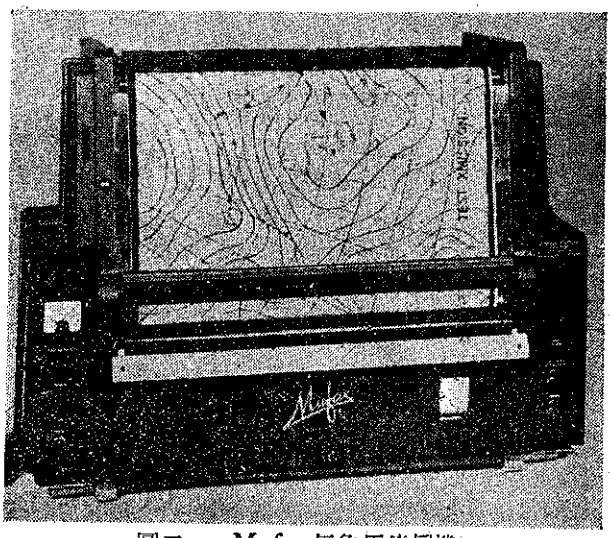
三、氣　象　傳　眞

天氣圖傳眞與傳遞一般圖片不同，其所要求之條件較苛，以傳眞機捲筒 (Drum) 爲例，若捲筒直徑過小，則不足以傳送包含廣大地區的天氣圖，若直徑過大，則收發双方的傳眞機造價均將大爲增高，不易使用戶負擔，現用者大致以直徑六吋的最爲適宜。每一吋含有一百條線 (即當傳眞時所能透光的線數) 已可適合氣象需要，若

線數過多，將減低傳眞的速度，反之若數目過少，則傳送塡繪完成的天氣圖時，難以確保其傳眞的淸晰。現經國際電信諮詢委員會（CCIT）推薦爲範式的氣象用傳眞機編號爲 576（mufax），規格具有直徑六吋的捲筒，每吋有96線（96 lines/in），寬18吋，長22吋，捲筒速度每秒1至2週（即60-120 r.p.m.）。現一般採用者計有 576 式（Muirhead & co. 出品）及528式二種，但若傳送方面採用576式，而受影方面係用528式（雖然捲筒直徑相同），則單方向的偏差即可達9%，是以收發双方傳眞機的一致，甚屬必要。

傳眞可經由有線電路，也可用無線電傳送，旣可採用兩點間，也可以廣播式行之。由於各國各地氣象機構的需要不同，自可視需要任意採用傳送的方式；舉例言之，各重要機場氣象台，以採用有線電傳眞來傳送各種繁多的資料圖表較爲適宜，而較僻遠的氣象台站或海上船舶，則以採用無線電傳眞爲宜。由於無線電之日益精進，未來有線電的地位恐將逐漸被其替代，但在目前言有線電仍爲最有效的傳送工具，其優點爲可以保守業務機密，且傳遞時不受雜音天電等干擾。最適於有線電的爲一種具有各種調節的傳眞機名送信者（Carrier），目前美國氣象局所用的無線電傳眞機亦已採用送信者式的各種優點，如變流器的改良，可使用單一開關從事傳眞工作等。

目前通用的18×22吋 Mufax 傳眞機(圖二)所佔空間約與一架電傳印字機相當，但却沒有印字機那樣嘈雜，同時也不大需要維護，根據試驗，天電的干擾常可使無線電傳印字機的訊號混亂，因而收得的紀錄雜亂無章，不能利用，但在同一狀況下，傳眞機仍能收到淸晰的圖片；極强烈的干擾固可使傳眞圖受到損傷，但於收到後將圖上等壓線，等高線等略予重描，並無甚困難，故不致影響工作。



圖二、 Mufax氣象用傳眞機

四、加拿大氣象傳眞概況

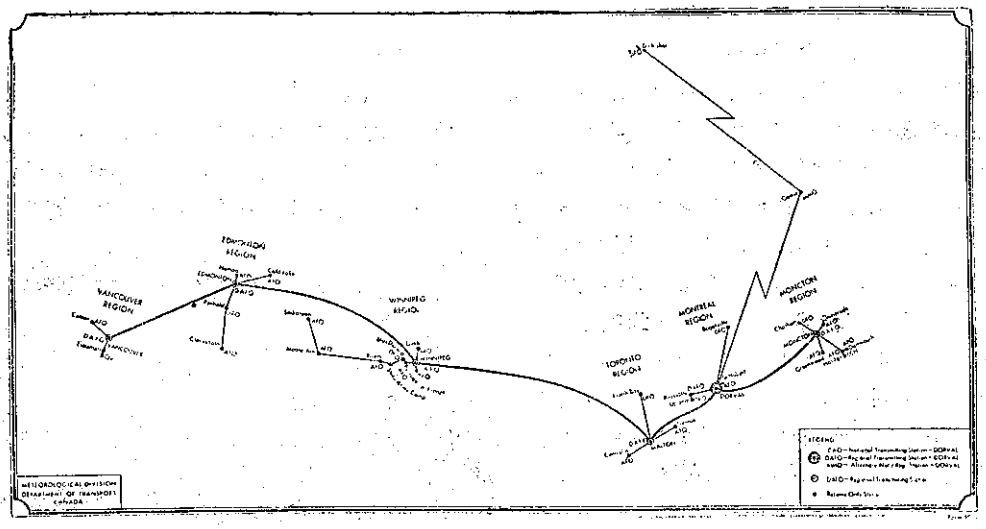
自1953年8月迄今，加拿大氣象局自動氣象傳眞網經兩年多的實施，其結果甚多足資借鑑之處，玆適有加氣象局P.D.McTaggart-Cowan撰有報告一篇，刊載於美國氣象月刊37卷1期，其中提出若干問題，並說明加拿大處理此種實際問題的辦法，頗爲詳盡。

1. 傳眞天氣圖比例尺的大小。以航空氣象服務而論，若圖上所用比例尺過小，則對飛機師讀解天氣時，恐不易使對方滿意，加拿大氣象局針對此點，決定以採用 1：12,500,000 之天氣圖爲宜，不可再小。按上項比例尺之天氣圖較我國現用之地面圖尙略大，至於傳眞天氣圖所含的地區，自應滿足對外服務單位的實際需要，加拿大氣象分析中心所傳遞的天氣圖範圍從東部西伯利亞起，經太平洋，北美洲，大西洋，直到蘇聯西部，因其範圍甚爲寬廣，傳眞時僅靠18×22吋傳眞機一次傳遞實不能全部包括，因此改爲二次傳送，即照18×22機全部大小傳送一次，另再傳送大西洋區七吋一次，合爲18×29吋的傳眞天氣圖，例如加拿大氣象分析中心所傳送的0030Z 地面天氣圖，係在0500—0535Z時間內傳遞，休息三分鐘後再傳送大西洋區一次，其時間爲0538—0550z，高空圖因比例尺大小與地面圖相同，故每張圖也須傳遞兩次。

2. 傳眞天氣圖的種類和次數。加拿大按日傳送的天氣圖計有：地面天氣圖四次，高空氣流圖二次，其高度爲700mb, 500mb, 與 300mb 三層，地面與高空圖均附有30小時的預測圖，此外每日還有兩次鋒線分析(Frontal Contour Analysis)。由區域預報中心負責傳送的有850mb，200mb,高空氣流圖，和地面天氣圖四次，其時間則介乎分析中心傳送每兩次之間，即0330Z，0930Z，1530Z 和2130Z 四次，在地面天氣圖外，並另傳送數次（視需要而定，約4—6次）地面預測圖。以應各地的特殊需要。

3. 建立氣象傳眞網究以採用單一傳眞中心爲宜抑應採用區域傳眞制？此一問題在加拿大鑒於各地氣象台站的基本需要雖屬一致，但各台站仍有其不同的需要，如一主要機場氣象台因航機日夜起降甚多，所需氣象資料也特多，另一次要機場氣象台則因航機稀少，或僅日間過境，自無需太多氣象情報與資料，若採用單一的傳眞中心制，則過多的資料雖24小時不停工作，恐仍有滯阻的可能，有失氣象情報迅速傳送的要旨，並且也將浪費許多不必要

的傳送，因此加拿大採取折中的辦法即在全國性傳遞中心即氣象分析中心之下，設立區域預報中心負責作輔助性傳眞工作，例如位於溫哥華區的氣象台站，除基本天氣圖等由氣象分析中心傳送外，其餘所需的區域性補充資料圖表則由溫哥華區（Vancouver）氣象預報中心傳遞，同樣的加拿大東海岸區各氣象台站的補充圖表則由蒙克頓區(Moncton Region) 預報中心供給(圖三)，至於何者爲主要資料由全國分析中心供應，何者爲補充資料由區中心供給已詳上節。



圖三　加拿大氣象傳眞系統

五、天氣圖傳眞的程序及重要設備

天氣圖傳眞的程序是先在空白底圖上，覆一透明的描圖紙，所有資料均塡於其上，分析、繪圖亦然，繪製完成將此圖用一種特殊的乾阿摩尼亞 Ozalid 化學方法複製後，即可將此圖一份置於傳眞機上傳送，其他各份，供當地應用，即每次天氣張圖只需塡，繪一次，便可完成傳眞及當地應用之双重工作，節省了不少的人力與時間。

在接受站方面，所收到的傳眞天氣圖，爲單色天氣圖對於天氣，講解，懸掛及其他各種應用上，均嫌不够醒目，爲彌補此一缺點，加拿大現在採用半透明紙受影，此種半透明圖收到後，也採用 Ozalid 化學方法置於早經印就，具有其他色彩的底圖上加以複製，即可成爲比較鮮明的天氣圖。

建立一個氣象傳眞網，所需要配備的重要器材計有：

1. 連續性的傳眞設備，傳眞用圖紙應類似電傳印字機的捲筒紙，庶不致時常換紙，受其限制。
2. 自動工作的傳眞受影機，如此雖夜間無人值班，傳眞圖仍可源源收到。
3. 連續性的捲筒複製機。
4. 半透明的傳眞受影複印紙。
5. 在傳眞機及受影機双方均宜附有 Ozalid 複製處理機，俾隨時可予應用，不致延誤時效，影響工作。

六、促進預報效能

各種天氣圖表及預測圖等統由分析預報中心傳來後，各地負責實際天氣服務的預報人員才算眞正開始工作，近年來氣象學的發展甚速，高空氣象的研究已爲天氣預報的重要根據，但在以往，由於預報人員的主要精力要用於分析並繪製各種天氣圖，甚少暇咎能在值班時間內，根據各種資料對大氣實作一通盤研判，因之失誤的百分比常較高，但在氣象傳眞網建立後，情形即將迴異，全國天氣分析中心將分析繪製完成的天氣圖準時送到，值班預報人員祇需將該圖再詳予分析研究一番，因爲即使是一張經過週詳分析的天氣圖，或小心考慮過的預測圖，預報人員也應考慮當地局部的因素，來衡量該圖的準確度，以爲預報當地天氣的根據。在發佈當地預報前，對於各種天氣的因素如雨，雪，風，溫度，能見度等均應逐一衡量，周密考慮才能預報準確，而達成最佳的天氣服務。

加拿大氣象局爲使各地預報人員均能充分了解並熟悉各種天氣分析的技術起見，已編印一套「短期預報技術指導叢書」，內有「中雲和高雲」，「鋒面雨的預報」，「連續性雨與低雲幕的預報」等專刊，分發各地氣象預報人員參閱，此點頗值吾人效法。

七、未來的展望

無可值疑的，在可預見的將來，大量的氣象圖表資料特別是已處理的和半處理的資料，即將經由傳眞機而互相傳遞。以加拿大言，其航空氣象服務所需對飛機的航線剖面圖（Routine Cross Section），包括一些終點預報等文字說明，也已經由傳眞機傳送；在不能直達的僻遠小站，傳眞工作則分兩步完成，先用無線電傳眞至一地，再由該地利用有線電傳至該站；至於來自各地的氣象報告電碼，也可利用傳眞機傳送，其傳遞速度約爲電傳印字機的三倍，爲手發電報的七倍，且因傳眞而來者爲原始紀錄，不致有差誤，其準確率及時間之經濟，值得重視。

當然，就目前言，傳眞機尚非盡善盡美，毫無瑕疵，其主要缺點：

1, 每次傳遞的天氣圖範圍仍略嫌小，今後應研究如何抑低成本，減低售價而增加傳眞圖的面積，使全張天氣圖可一次傳出，俾更爲迅速實用。

2. 目前單色(即黑白)的傳眞圖，應研究改良爲顏色鮮明的複色（最好是五彩）傳眞天氣圖，俾收到即可直接應用，無需再有複製之煩。

以當前科學進步的情形觀之，上述二點瑕疵想不久即可克服而達到完美的境地。

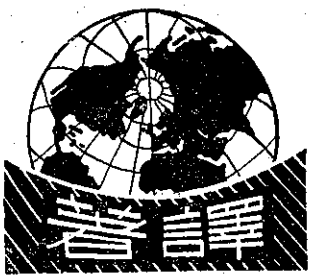
總之，傳眞機之應用於氣象，爲電訊工程人員與氣象人員合作的成果，對氣象工作效率之促進，厥功甚偉，誠如WMO天氣委員會第39推薦文（1953.4.）中所言：「傳眞機應用於氣象學，是一種極端有效的機械，它既經濟又精確，實爲提高氣象服務效率的優良工具」。(完)

轉接12頁　　天氣預報之考核問題

省理工已有之方法均未臻理想，如能進一步加以改良，當不失爲一種比較簡單易行之方法。Gringorten (1951) 曾設計有一種比較理想之方法，但以時地之限制太大，不能普遍推行，是一大困難。總之此項問題尚有待於繼續之研究，如能獲得應有之重視，似尚不至不能迅速解決。本文之目的僅在討論此項問題應有之發展途徑，不擬硬性建議一種固定之方法。

參考文獻

1. Brier Glenn W. & Roger a Allen : Verification of Weather Forecasts, in Compendium of Meteorology, 1951
2. District of Columbia Branch, American Meteorological Society : Panel Discussion on Forecas Verification, BAMS Vol. 33, No.7 1952
3. Gringorten, Irving I., A Method of Verification And Scoring, AWSB 1951, No .1,
4. Johannessen, Karl R, & George P. Cressman : Verification of an Equation For Trough and Ridge Motion, BAMS Vol. 33, No. 7, 1952
5. Namias, Jerome : Extended Forecasting, 1947
6. Tewels, Jr. Sidney, & Hermann B Wobus : Verification of Prognostic Charts, BAMS Vol. 35, No. 10, 1954
7. Widger, Jr., William k., & Thomas Y. Palmer : A method for using International Business Machines Test Sheets For Student Forecasting And Verification, BAMS Vol. 32, No. 8, 1951



天氣與戰爭

Krick, Fleming著
葉雲喬譯

(一) 幾滴雨水

六月十四日至二十日壹週內。範圍廣袤之風暴自大西洋移進歐洲，偕風暴俱至之界面群，造成前二日之間歇性降雨，此後降水呈連續性質，大炮及重車輛之機動性迅速惡化，殆近週末，天氣始逐漸轉佳。

終止期爲六月十八日中午之廿四小時天氣預報：十七日夜晚暖面性降雨發展於寬廣地帶，迄十八日仍未停止，大炮及重車輛機動性銳減，炮兵火力控制，受惡劣能見度限制，大形減弱。

在一八一五年六月十七日晚間，拿破侖面對着跪於草褥上振筆疾書的將軍們，頒發次日作戰命令之前，如果在他的參謀團中，配有一位具備近代氣象學識的氣象參謀供其諮詢，他腦海中所繪出的大戰場面，將不致像「死神交響樂」！

雨果說，拿破侖的傾倒由於「上帝之厭倦」，這話的眞確程度如何，姑不討論。但直至今日，歷史上尚找不出其他英雄，似拿氏之被雷擊逐出歷史的舞臺。

拿氏自 Elba 逃歸，在九十日內集中了麾下訓練有素裝備精良的軍隊。現在他的兵力正指向着布魯塞爾以南，該區正爲惠露吞將軍及布魯克將軍指揮着相距數哩未能合師的英，普大軍。當是時也，英俄普奧四國，聯盟攻打法國，奧、俄兩國軍隊，距離戰地尚遠，拿氏計劃在俄奧聯軍到達之前，先將英普聯軍擊潰，拿氏用兵神速，專能找尋弱點，予以致命打擊；又生具炮兵將軍稟賦，對炮兵運用，出神入化，一忽兒瞄準於此，一忽兒又瞄準於彼。虛虛實實，誠令人驚異不已，採用此種戰術，最重要之條件，必須地表堅硬乾燥，利於軍隊之調動，但是在他生命中最重要的一役裏，這些條件却欺騙了他。

拿破侖當時得不到有預報價值的氣象情報，其實，即或他得到了，也只視做巫術或老太婆所講的故事，不予重視。他歧視氣象，認爲是無聊而令人厭煩之事。早年在意大利及奧地利諸次戰爭中，他一方面和敵人作戰，另一方面還和天氣作戰。

在那天夜間，英國軍隊完全暴露於滑鐵盧的營火之下；而法國大軍則隱藏於隔河黑暗之中，遭受暴風雨之侵襲。雨滴自午夜持續至於拂曉，漫漫的長夜中，僅有疏落之電閃，短暫地劃破黑暗。

拿破侖稱覇歐洲後，歷次採用之戰爭藝術與觀念，即是將敵人各個擊潰。此時英軍暴露在他面前，而且他深切知道，必須要在布魯克軍隊自Vigny戰役敗北，元氣未復，未與惠露吞大軍聯合之前，將之擊敗。除此，拿氏又知道田野中深厚泥漿，對他指揮下大軍機動性所加之威脅。可惜當時缺乏氣象參謀，供之詢問：「天氣何時放晴」，僅希望天氣快快放晴，因之等待，決定暫緩進攻。現在是上午十一時三十分，在他尚未頒發攻擊命令，尚未受到可怕地攻擊之前，在他浪費的四小時中，他喪失了法國以及整個世界。

在他的遲疑中，布魯克軍隊向前推進了十二哩，隔斷了拿氏及法國軍隊間之聯繫，永不屈服的布魯克鼓勵部下，堅忍的拖着車輛與大炮，渡過無數的泥沼，當日下午，及時趕到戰場，對着拿氏步履不穩的部隊，發動致命攻擊。

雖然英國人對於惠露吞將軍的信任，永遠勝過於天氣，但拿破侖將軍與自然界賭博，而自然戰勝了他。因之雨果說：「幾滴雨水…季節中不正常的雲塊跨過天空，便足以將世界推翻」。拿氏自身也許瞭解得更清楚，第一次推翻他的王位的便是氣候。當一八一二年率軍進攻俄國時，俄軍在他的攻擊下祇是一味的退却，而藉助於嚴寒的冰雪，將他所加於俄國裂扼的手，鬆弛下來，最後法軍無功而退，僅剩下行屍般的軍隊，蹣跚的退回法國。另外一次同樣的戰例，發生於一九四一年，是時也，希特勒軍隊侵入蘇俄，在莫斯科即將佔領之前，遭遇可怕而提前到達的寒冬，成萬衣着欠暖的納粹陸軍，慘遭凍斃。

二十世紀之前，滑鐵盧戰爭，也許可稱爲：「天氣改變人類戰爭最後命運」的最顯著之例證。在此以前，當一五八八年多風暴的夏季時，英國小型艦隊，和西班牙無敵艦隊交戰，由於風暴連續蹂躪，半數以上之西班牙艦隻，破損返國，不能作戰，因此乃被英勇之小型英國艦隊擊敗消滅。英國艦隊之勝利，應該歸功於天氣之協助。

永遠爲天氣左右的船員，對於天氣甚爲注意，並能根據微小的徵兆，領悟出未來十二至二十四小時內之天氣變化。正如 Espy 教授談論海員時說過：「假如你熟習天氣的本性，天空所吹的風祇供你利用，而不是要你毀滅」。

在所有陸地或海洋的戰爭中，撇開人的因素不論，天氣能使之失敗，亦能幫助勝利。是應該被交戰的國家及其將領們妥善利用的第三武力。第二次世界大戰中，德軍之能在 Bulge 之戰中，突破盟軍之最後悲慘的攻擊，即是利用使盟國飛機不能出助之惡劣天氣，日軍進攻世界聞名之風暴誕生地區阿留申群島時，亦利用連續之惡劣天氣，美國偵察機無法活動之時機。美國防衛軍方一所得到之面唯警告，係根據正確之長期預報估計但氣壓自太平洋進至阿留申之時間，以及日本停止一切無線電廣播信號之顯著事實。最後日本自阿留申 Kiska 島撤離，也同樣利用一連串的風暴天氣，安全撤退，直待美軍攻擊時，該島已渺無人烟。

鄧冠克偉大撤退工作的完成，首先應歸功於勇敢的英國戰鬪機群，對於正在搜尋目標轟炸的德國空軍勇敢的襲擊。但是，在那連續的數日中，假若英吉利海峽中，沒有濃似豆漿般的大霧的掩護，英國空軍着實難以完成偉大的使命。在有利的天氣隱蔽之下，英國動員了一切可飄的船隻，卒將三十萬軍隊安全撤回本土。

另一方面，在一九四四年十二月十七日至十八日間，海爾賽統率下之艦隊，連續進攻呂宋島三日後撤往太平洋中加油之時，撞進了强烈颱風的範圍。艦隊的組成計包括：航空母艦二十艘，戰艦八艘，小型艦艇無數，以及輸送油料之油輪二十四艘。由於廣泛的太平洋地區，缺乏適當的氣象資料可資利用，因之海軍中諸氣象學家不能判定颱風中心究竟位於何處。颱風之右半圈中，轉旋風速與前進速度方向相同，强度最大，稱爲危險半圈。多數艦隻不知不覺地被吞入此中，遭遇了每時 145 哩之風速，計共損失人員 790 ，船艦若干，損失的慘重程度，除日軍偷襲珍珠港及第一次Savo 島役以外，比較任何一次與日艦隊交戰之損傷爲大。

紐約時報的 Hawson W. Baldwin 先生說：在一次海軍偵察庭中，預測颱風路徑的重大錯誤，被發掘出來，海軍將領多員應召前往，看到他們屬下的軍官們，全部採用一百年以來舊有的「風暴法則」。把颱風和溫帶氣旋同樣看待。因此僅就可能獲得而價值豐富的氣象情報言，在廣濶海洋中作戰的海爾賽將軍，並未多於一百五十年前的拿破侖將軍，太平洋颱風之倏忽光臨，令人驚異程度幾與與日軍偷襲珍珠港時完全相若。

加州大學 Joseph Kaplan 博士以及其他氣象專家，深信未來天際氣象臺 (Space station) 的主要任務，係將暴風之位置以及動態，正確播告瀕臨風暴邊緣，遭受吞噬危險的人員。從裝置於距離數十哩具相當高度天際氣象臺的强有力儀器中，太平洋表面的波濤凶湧，能够察看，甚至强大似一九四四年十二月十七，十八日之颱風，看來也只像一個粗具圓形圍繞着中部眼而旋轉的白色小甜餅。

諸君可想像出天際氣象臺觀看西部太平洋數分鐘以後，所發出似爆炸般的音信：航行於太平洋的全部船艦，請收聽，現在伊利薩白颱風中心，位於東徑135度，北緯20度；重復一遍東徑135度，北緯20度，颱風路徑彎曲，現在向北方移動，下次觀測之前，可能轉向東北方，颱風移動速度每時十七浬…千百以上數量的船艦及飛機中人員，由此確知可怕之風暴究竟位置何處，而迅速改變航向，脫離風暴危險及死亡的擁抱。

納爾遜僅躭心船艦及海面狀況，拿破侖祇躭心步兵騎兵及用馬拖拉的大炮。他們所躭心的全部受地心萬有引力作用，能固定於地球表面，但是目前人類業已打破地域之障碍，正分別向着天空與海洋兩方，企求深度的擴張。因之天氣加於戰爭的影響，益形加強。

第二次世界大戰將軍事活動帶進天空、比以往任何戰爭爲多。第三次世界大戰，也許會將軍事活動帶進平流層中。明天，人類或能打破空氣界的極限，到達地球之外的自由空間，諸位請猜想，以州際電導飛彈爲例，如果我們希望用之瞄準敵國首都或工業中心，而不希望他偏航至百哩外之農田或草原，要考慮些什麼問題。

飛彈必須從溫暖有亂流的地面上升，繼續穿越若干成層的空氣、升達高度一百哩或二百哩的天空。然後在人類至今尚不能造成的完全眞空的自由空間中航行。

飛彈上升之際，可能經過一個猛烈的雷陣雨，一層由冰晶組成的雲層，或者比較平靜透明的冷重空氣。牠可能從銳角的方位，或直角方位，或後方，衝進噴射氣流。或竟沒有遭遇噴射氣流。而在較噴射氣流高度更大隕石燃燒之處，飛彈可能遭遇意料以外之强風。溫度範圍在攝氏正80度與負 150 度間，對於影響彈道轉向的力量，無論來自何方，均須迅經矯正，否則立即造成若干哩之偏差，不能擊中目標。舉凡地球自轉，作用於風速之加速，減速，風向之導引；地球偏向力，作用於彈道之各程飛行，各次飛行，距離長短的不同扭轉，均須經過地面電腦

或人腦之訂正補償。飛彈下降之時，可能再通過噴射氣流，猛烈風暴、雪、冰、或雹；除此之外，尚須與裝置於目標區域中，用電指控制企圖使來襲飛彈改道，迷航之防禦設備，以及有人的或無人的陸地對空之攔截飛彈相奮鬪。

拿破侖曾說：「上帝永遠站立大炮口徑最大的一方」。過去從戰爭推論未來，我們認爲從今以後，上帝必定站在最能瞭解天氣，利用天氣，與駕馭天氣的一方；亦即云立於氣象專家最衆多最優秀，指揮官最注重氣象情報的一方。而今空氣界已變爲戰場，要想統治世界，必須先認識天氣法則。

戰爭藝術可區分爲：戰略卽整個戰爭或主要戰役之長期計劃，與戰術卽贏得個別戰爭勝利之行動。正確戰略之大部必須根據氣候條件制訂，正確的戰術必須永遠考慮天氣，包括目前天氣以及儘可能看出的未來天氣。人類至今尚無法改變天氣以適應軍事計劃，因此必須改變軍事計劃以配合天氣。

「研究氣候和研究造橋一樣，必須熟習每個卽將成爲戰區的特殊地理情況」。因爲近代戰爭中的天氣情況，陌生得好似在地球以外，與經驗脫節過遠。上次大戰中，西南太平洋地區受氣候影響而特有的生活方式，及其對於物質和人體身心兩方侵蝕的速度，使得初臨該地的人們，極度驚異，造成許多錯誤估計。除此，在溫度極低，幾乎沒有水氣存在的高層空氣中，人員與物質的行爲亦同樣產生新奇的變化。例如石墨中的水汽被空氣吸盡，祇剩下粒狀的炭，而停止發光。就人體周圍的環境而論，在63000呎之上，人類實際已成爲星際物理狀況的試探者，祇要保護身體的裝備稍露缺點，只須幾秒鐘時間卽可死亡。以上所論祇不過爲人類今日從事奮鬪之諸極端例證。在人類不能有效的制止戰爭以前，對於天氣的研究勢將有增無已！

軍事將領們對於以上所述的天氣以及氣候的透澈研究，旣乏時間，又缺興趣，他們必須知道地，祇在於短時間內未來天氣如何影響到他的戰爭，以及長時期氣候因子如何影響他的戰略。在大多數情況下，對於原始天氣記錄，他們旣不滿意，又不積極地從理解中求其應用。尤以當其屬下的專業人員，膽小而又意見紛歧時爲最。

他詢問氣象人員，敵境何區的天氣條件允許他連續轟炸一週，遍及機場，工廠以及其他戰略地點，但達到澈底破壞，使敵人不能及時修復，以減低敵人戰力。又詢問在敵人密集炮火及敵方陸海空三軍可能反擊情況下，派遣大量人員，坦克，以及重裝備乘輪登陸敵境複雜問題中，氣象所能影響的程度。

他必須知道何時天氣變陰，以便指揮空襲，何時天氣轉晴，以便派遣飛機，執行轟炸以前偵察。假若他已知道，而敵人尚不知道由太陽影響生成的高空亂流，對於無線電通信，具有干擾作用。他將有所得而敵人將有所失。在氣象參謀迅速而精細的服務下，指揮官利用天氣以幫助作戰的可能性，已大見增加。

爲達成天氣支援作戰的工作，一切陳舊的短時預報，以及自過去資料堆中簡單概括而得，未經常修正的平均值標準值、意義籠統、模糊，未能顧及各種專業需要，殊乏採用價值。至於根據不準確資料所得之錯誤預報，更會直接招來災禍。

我們對於得自歷次戰爭中的教訓、必須重加研究。尤以第二次世界大戰初期，許多次富於利用價值的天氣機會，在氣候資料不適宜，不充足，以及指揮官藐視天氣重要性的双重原因下，白白地喪失。因爲現在以及卽將發生的氣候影響被忽略，於是飛機場跑道方向選擇錯誤，軍隊的裝備無從適應，戰略地點之選定不適合季節…就地面作戰而論，舉凡氣候研究以及天氣觀測，必須改成實用辭彙。例如，大量降雨和供坦克及重武器運動之土壤之關係、這本是拿破侖遭遇的問題，但在近代裝甲部隊重量及速度双重增加下，更加重要。解決此項問題，必須地質學家，土壤學家，根據氣象人員提供的氣候及天氣資料，仔細研究。同時氣象人員，對於指揮官瞭解氣候及天氣情報，時應精研明捷簡的確說明外，更應事先對於指揮官，施予適當訓練。

盟軍統帥獲得正確天氣供應一事，對於第二次世界大戰之提前結束，具顯赫價值。他們的行動，恰似一個明察的人對付一個盲人。反之，德國方面的氣象勤務成績低劣，除去接近戰爭結束之Bulge戰役對未來天氣分析準確一次之外。其他許多次值得提供指揮官利用的良好時機，全部空空放過。至於近代氣象方法，對於諸決定性戰役。例如諾曼第登陸戰前的大空襲。D日本身，及1945年春天的決定性歐洲戰爭，所供獻的豐功偉績，更值人們稱讚。

（二） 大 戰 前 奏

D日天氣問題之討論，須從米利干(Millikan)博士之早年經歷談起。第一次世界大戰期中，米氏擔任美國陸軍通信兵團之科學與研究主任，其後在第二次大戰戰前及戰時，又連續擔任美國政府諮議職務。基於堅定的科學觀點，他堅決相信：天氣能迎合近代作戰的適時需要。加州理工大學氣象學系，在計劃的原則下，展開對工業人

士的氣象服務由來已久。最初受人歧視，認爲純粹科學蒙受塵污，已脫離正統。時至今日，科學必須配合各方需要，反而發展爲大學研究的常通工作。此外，由於酬金資助，以往認爲不能完成的大規模研究工作方得完成。

最初，美國通信兵團和空軍兩方，共同派定學生三十名至加州理工大學氣象學系，自實際工作中，學習近代氣象原理。他們在美國最先設計並試驗無線電探空儀，然後才被採用爲標準儀器，從此之後，美國氣象局及海軍又送來大批學生，同時該氣象學系乃被全美公認爲教育軍事人員應用最新氣象原理至戰爭方面的傑出學校。

珍珠港事件前約一年，曾任第二次世界大戰美國陸軍參謀次長的安諾德將軍在米利干博士邀請下，到達加州大學氣象試驗室訪問。在那個時候，年青的氣象學家對於西風帶中週期性長波擾動的大規模研究恰已完成，並已自該項研究中，發明「天氣型預報」之各項基本系統。他們自信而成功的分析數千哩外的大氣情況，從事前人不敢嘗試的長期預報。更有進者，對於氣象記錄保密地區的天氣，亦能預報。例如在第一次世界大戰中，英國及其盟國，曾將控制下廣大地區的天氣予以保密，而使納粹德國無從得知，來自西風帶中的天氣，究屬何種型式。是項辦法，經第一次世界大戰的試用，證明甚爲有效，但至1940年以後，至少在美國方面，加州理工大學所創立的能力極强的 新分析及預報工具對於遙遠黑暗地區的預報效能，像探照燈般的，能詳細的找出天氣在過去做了些什麼！此後又將做些什麼！

紐西蘭係上述地區之一，該處有一聖誕樹公司，於1940夏季，請求加州理工大學氣象學系，預測當年秋末連續晴好長達一週之出現日期，以便派員進入森林伐木並將之運出。加州理工大學內專家們，注視一連串的氣旋，反氣旋經美國飄向東北方向，並就過去若干年歷史天氣圖中，比較是項氣壓中心之生，成發展及死亡，最後看出一個天氣晴好範圍廣泛的高氣壓，正對着紐西蘭地方移進，於是乃發電報通知聖誕樹公司，何時可前往森林。

當安諾德將軍跨進實驗室的時候，紐西蘭的回信到達，信中除陳述預報準確，採伐工作圓滿完成外，並致謝意。將軍讀信之後，詢問紐西蘭天氣報告，是否與當地天氣報告同樣未經保密。在得到答覆該地報告早經保密之後，將軍靈活的思想，立刻想到長期天氣預報方法應用於軍事的可能性，探照燈的威力無比强大，無論黑暗地區距離好遠，無論德軍所佔領的地方如何廣大，而且天氣報告又經過保密。然而我們仍然有方法，能够預測出德境未來數日內即將出現的天氣。

安諾德將軍選出服務於空軍的加州理工大學校友數人，派返母校重新學習高深的近代氣象原理。1940年開始制定對歐大空襲計劃之時，他邀請米利干教授赴華盛頓，又詢問一次加州理工大學新創方法之正確程度，在得到著名的科學家名譽保證之後，安諾德將軍乃立定決心，在以後全部戰爭中，毫無猶疑的將是項方法應用於空中及地面攻擊中。

深信一種方法，有重大而顯明的優點。指揮官在碰到三四個內容相異的天氣預報時，往往陷入無助地猶疑狀態。1943年秋末，擔任戰略轟炸的美國第八航空隊所遭遇的，便是一例。爲制定深入敵後轟炸敵方資源之適當計劃，指揮官必需有效時期至少三天的分析及預報。當時之預報員，由於尚未熟習歐洲天氣之特性，又缺乏試做24小時以上天氣預報之天氣，乃儘量減少好天氣時機之次數，因此戰略轟炸專家，對於轟炸天氣的預報，甚少信心。戰爭初期安諾德將軍有鑒及此，在他堅持之下，整理分析、翻印、廿世紀歷年天氣圖的重要計劃，於焉開始。

編訂歐洲部份之天氣圖指標工作，需時並非太長。是項工作完成以後，預報人員乃得在數分鐘以內，找出過去四十年中與目前天氣大勢相同的全部卡片，因此建立起長期預報的穩固基礎。

供軍隊應用之天氣預報，意義明確爲首要條件。但在過去許多年中，習慣上反採用缺乏確定性文字及專門名詞，意義模糊，使指揮官不能瞭解其在作戰方面的眞正意義。爲達到目的，預報有效時間必須延長，文字必須簡單，影響各項武器—B-24 B-25、B-17…—工作的天氣情況，必須繪成特殊圖表，在三度空間的歐洲模型上，用彩色繪明預測的天氣，讓負指揮責任的指揮官一目瞭然。第八航空隊在如此的改進之下，出動轟炸任務之架次，每月增加達一倍以上。

1943年杪輝煌戰果之一，爲對設立於挪威沿岸懸岩盡端高度隱蔽中德國重水製造工廠轟炸之成功。當時工作於英國境內第八航空司令部內人員，對於是項任務的緊要性，尚未明瞭；但來自上級指揮部之命令，限他們緊急出動，愈速愈佳。限期愈過愈短，目標區天氣晴朗爲重要條件。雖然英境內基地天氣惡劣，但從大氣環流型式預測，目標區天氣即將轉佳，於是立即出發。若干架轟炸機，起飛以後由於飛機結冰，墜地燒毀，但極大多數機群

，成功地飛臨目標上空，將重水製造工廠，澈底炸毀。直待不久以後，所有參與是項任務的指揮及轟炸人員，才知道他們已阻止了德國製造原子炸彈的優勢。

此種近代天氣預報技術的試驗，使安諾德將軍、艾克將軍、史巴茲將軍，安德森將軍等人，對於牠的應用，充滿信心，於是乃決定合組美國的戰略空軍。當時戰略空軍。主要任務之一，爲摧毀德國空軍的供應工廠，即摧毀蜂巢以及自巢中飛出的蜂群。一般認爲這是進攻歐陸以前必行的工作，由於德國對於轟炸破壞的復元能力，非常驚人，使以往一、二天好天氣下，所能執行的稀疏轟炸，無濟於事。所以新的空軍戰爭必須爲一個無休止的連續轟炸，讓敵人毫無喘息的時機。適當的空襲天氣，至少必須持續三天，若持續壹週，則更良好。氣象人員仔細研究，看不出1943—1944的冬季，該項三日晴好天氣出現的時機。但在1944年二月中旬，發現了專家們所稱的冰島E型天氣，亦即一大範圍之冷乾高氣壓自北大西洋進入歐洲。未來的天氣型式，與1928年二月中出現者相似，當是時也，一相似之乾冷空氣飄進歐洲，造成長約一週的晴寒天氣。完備的歷史天氣圖，毫無錯誤地顯露了兩者的相似。

高空證明預報之準確。戰略空軍司令部幾天以前，已開始緊張。在預報人員屏心靜氣睽睽注視之下，新的冷乾空氣繼續流進歐洲，而發展成爲大高氣壓。1944年2月20日，大規模的空襲，於是發動並獲成功。假若不是這次戰役，登陸歐洲或許失敗，或許被迫而延期。

（三） D 日 史 詩

滑鐵盧戰爭以後一百二十九年的又一個二月中，另外一組盟國武裝部隊，在不同的情況下準備重行攻打法國。所不同的，當年僅局限於滑鐵盧一隅，多戰國局限於相鄰數國，而今乃是整個歐洲成爲一個戰場，全球各國牽連於內的世界戰爭。滑鐵盧一戰双方使用兵力之和，大約35萬人，除少數騎兵，炮兵外，全屬步兵，軍事活動僅限於地面。當1944年時，双方動員的兵員總額達數百萬。而且閃閃發光的飛行威力兵器，充斥於天空，甚至向上擴及到達平流層中，代替當年單純地面作戰的，乃是人類有史以來從未經歷的最複雜，並需要許多參戰國家陸海空三軍的完全合作，茲舉人造港口爲例申言之，從其建造、置放，及最後冒敵方炮火威脅，輸送而固定於法境沿海，以掩護成千艦隻，及其裝載的人員器材，僅船艦一項，牽涉其中者便在三千艘以上。

D 日和前後連續數日，作戰所需的天氣條件，簡述於下：

「以前數日，英吉利海峽須無掀起巨浪的強風，以便於海軍活動。海峽中風力最强時須小於每時十四浬，海峽外風力，最强時須小於每時十九浬。

爲便於天空流行無阻，輸送人員及器材，最低雲幕須及2500呎，能見度3哩；爲便於重轟炸機活動，雲幕不能低於11000呎，同時5000呎以下之天空，必須一半以上無雲遮蓋；爲便於中型輕型轟炸機活動，目標區雲幕不能低於4500呎，能見度至少須3哩；爲便於戰鬪機活動，雲與地表之距離不能少於1000呎；爲便於傘兵降落，目標區域風力必須不大於每時20浬；爲便於滑翔機降落，風力必須不超過每時35浬，最後兩者，均需要月光或曙光照明地面。

在吾人想像所及之三度空間作戰時代中，以上所述之天氣條件，絕非極端複雜。若在太平洋戰場，該處係以航艦及艦隊爲主要戰鬪體，爲便於飛機起飛，必須額外考慮海浪風速及艦速的綜合影響；英國本土像航艦般的平穩拋錨海中，對於D日的成功深具價值。

從過去氣候記錄中，發覺六月份爲最適宜作戰需要天氣情況的出現時期。早一年的冬末，高級指揮官已選定六月一日前後做爲D日。四月下旬盟軍最高統帥，暫時選定六月四日爲D日，六月五六兩日爲備用日期，而以六月17日至21日做爲另外一個可能日期。

剩下的問題，等待天氣預報人員之表現；假若沒有熟練的氣象專家，根據近代氣象學原理，準確預測到，1944年冬末春初21日間歐陸之盛行天氣，一切爲D日的强力準備全變無效，歐洲大戰也將綿續多年，假若氣象專家們的預測錯誤，一切登陸艇、人造港灣、人員、裝備，在忿怒的海峽中衝向炮火猛烈的法國海岸，遭受毀滅，也許陷入戰敗的悲慘命運。

在1944年二月大規模空襲時所需之天氣，準確預測成功以後，駐防歐洲美國戰略空軍司令部內之氣象單位，復連合加强其天氣分析及預測責任。最後進而參與製定D日的天氣預報。

D日天氣預報之最後製定小組，由氣象專家六人組成。其中兩員由英國空軍派遣，兩員由英國海軍派遣，兩員由美國之戰略空軍司令部派遣。採用短時天氣預報方法的英方人員，預測不到在六月第一週前數日之不穩定大氣情況之後，會隨之出現有利於盟軍跨越多風海峽進攻法國的有利天氣時機，而利用類型原理預報的美方人員，預測出即將到臨的有利時機，以及此次機會錯過後、隨之而至的直達數週之久之惡劣天氣。

艾森豪將軍也許不會知道，當年六月一日至四日期間，預報製定小組，決定以後數日天氣條件是否適合跨海進攻問題的激烈辯論。最後他得到「可能適合」的報告，於是頒發攻擊命令。在他所著的「歐洲十字軍」一書中、說到……一個慰藉而樂觀的大浪，如何把將領們內心受天氣困擾而起的煩厭一掃而空，假若認識該時的預報爲「不適宜」，歐戰的結束時間或許落後一年。

另外一面，德軍首席氣象專家雷陶少校又其參謀，一致認爲：在一新生氣氣旋於從北大西洋移入歐洲的情況下，以後數日中天氣惡劣，絕不適宜盟軍越海進攻的事實，實屬一項諷刺。結果，德國最高統帥注意鬆弛，許多軍官請假，許多部隊換防，因此D日登陸之成功，應該部份歸功於德方氣象人員之低劣。

歐戰期間另外應用長期預報技術，獲得輝煌成果的事績，爲對於萊茵河春泛有無的預測。歷史昭示吾人，在五月一日以前，由於降雨及河床兩岸高地融冰，萊茵河可以泛濫成災。1945年春季攻勢如果發動於五月一日之前，洪水能將兩岸的補給線冲斷，致使已渡河之大軍，接濟斷絕，在毫無希望的心情下停滯不前。但是，從降水量可能範圍之預測中，指明1945年三月中北部歐洲，極端乾燥的可能性極大，因此四月萊茵河泛濫的威脅程度減弱而微不足慮。

此項預測報告在1945年元月中被送到艾森豪的情報部，報告內述明，提前跨越萊茵河進攻，有92%之機會不會遭遇洪水災害。根據這個保證，盟軍統帥對於法國東部及德國西部的攻擊日期，提前至二月，而能於三月廿三日之時，渡過萊茵河。

因此，盟軍掃蕩德國西部的時間，比較預訂爲五月一日以後開始者，至少提前75天。這樣出人意表的提前閃擊，毫無疑義地提先結束了戰爭和屠殺。而且假若盟軍因畏懼萊茵河洪水而等待，蘇俄軍隊或早已掃盡德國全境，或許有歐洲工業區心臟之稱的魯爾在今仍在蘇俄掌握之內，而我們在歐洲方面的地位，益形薄弱了。

茲再將D日以後，氣象勤務組織之迅速發展情形，簡述於下：

單一的氣象中心，對於各需要單位負發佈原則性天氣預報責任，俾提供各兵種內氣象人員，就該兵種特殊需要做詳盡說明時之參考，接近第二次世界大戰末期數月，天氣提示司令部負天氣情報發佈藉傳眞機播傳各項圖表播，迨至戰後，該司令部乃改組爲目前設置於華盛頓的 WBAN 氣象中心，對於全國所有需要天氣之單位，利用傳眞機設備每日發佈各項天氣圖，包括高空氣流在內。

但是比統一發佈天氣資料更爲顯著而重要的措施，乃是要在負最高責任之指揮官的心目中，要建立根據氣象情況確立最後決定的鎖鏈。因此，假若僅僅一個單位作戰。例如「對敵境轟炸能否執行」，該單位預報員根據所得原則性天氣預報，又經過增訂而成的最後預報，應受指揮官之重視。

聯合作戰時，最後天氣預報，應由各參加單位共同組成之司令部中之預報員製定。循此以進，在大規模聯合作戰時，最後天氣預報，應由僅對最高指揮官負責的氣象部門主任製定。這就是D日以後，從實際成效改進而得，在將來戰爭中應設立的氣象組織形式。

在戰爭期間，人類把更多的抵押品，繼續不斷地投入「天氣」。拿破侖因爲牠失了全部帝國，德軍因爲牠喪失了適時摧毀盟軍D日登陸的良機，因此在以後任何一次新戰爭中，敵我兩方氣象技術與方法的優劣，能決定領土的得失，歷史上從來沒有地位的氣象人員，當其所負責任從目前之天氣分析及天氣預報，擴張至天氣改變的時候，必將一躍而爲軍事秘密幕後之重要角色。　　（譯自 Sun Sea and Sky）

海洋和大氣的關係

戚啓勳譯

本文爲美國紐約大學氣象與海洋學系教授尼曼 Prof. G. Neumann 對美國空軍氣象勤務部氣象候補軍官複訓班之講稿。原載 AWS Bulletin Sept. 1954。內容精闢扼要，極富參考價值，特予迻譯，以饗讀者。——譯者附識。

× × × × ×

海洋對於它鄰近陸地的影響，也像氣流型式怎樣影響洋流一樣。它們中間的關係非常複雜，到現在還沒有完全瞭解。海面溫度和它隣近地區的氣候以及一般天氣情況有固定關係。研究海洋溫度的反常現象（某一定緯度和季節的反常溫度），可以啓示很多海洋和空氣間的相互關係。反常現象無論是拿時間或空間來說，都是很重要的氣候因子。

沿着北美和南美的西海岸有很強的洋流流向赤道。這些都是冷性洋流，由北太平洋和南太平洋反氣旋的風系所控制。當它從正常路線偏向西面的時候，就會發生「汎上」 Upwelling 作用。和這種洋流相毗連的海岸區域，像北方的加利福尼亞和南方的智利秘魯，都發生乾燥而多霧的氣候。

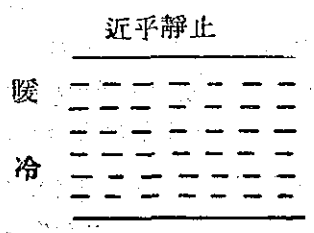
在靠近赤道的地方，這種洋流都向西流動。可是在它們中間却有一小股向東的洋流，稱爲「愛爾尼奴」EL Nino（彷彿水車輪片又把水帶回來的形態）。這是一種暖性洋流，流向巴拿馬與可倫比亞地區，當地氣候暖濕而帶有雷雨。有時候大氣條件使這股「愛爾尼奴」加強，因而流向更南方，促使正常的冷性洋流移到秘魯智利附近。在這股暖水流離開海岸的時候，當地就會產生滂沱大雨，而雷雨也更爲擴展活躍，如果有一個地區並不盛行這種天氣，遇到這天氣時常會發生災害。好在這種反常的「愛爾尼奴」蒞臨非常少見(大約每隔九年一次)。

像這種地區，海洋和空氣間的關係似乎是遵循一種一般性的原則，那就是柯本 Koppen 氏在五十年前就指出：「海水冷而空氣暖的地方，大氣趨向於穩定，陸地上乾燥，靠近地面常會有霧。在海水比空氣爲暖的地區，天氣經常不穩定，降水較頻雷雨更爲習見。」

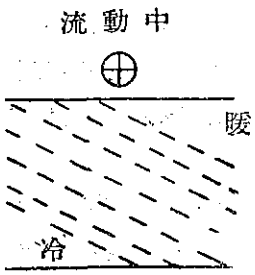
洋流主要因爲氣流而形成，可是有一顯明的例外，那就是北大西洋紐約芬蘭的「大堤」Grand Banks 區。原來「灣流」Gulf stream 到達約北緯四十度和西經五十度相交的地區，在它繼續向東北流行以前，採取一種急轉向南的下傾趨勢。這倒並不是因爲在這裡和向南的拉布拉達洋流相交——這種洋流沿紐芬蘭的海岸線轉向西方——而是因爲上傾而形成海底坡度所引起。原來循灣流的方向，海底的坡度上傾而形成「大堤」。當它流上這個坡度的時候，洋流偏向右方(向南)，及至此洋流在「堤」的另一邊流下的時候又轉而向左，乃又保持着它向東北的流向。

就因爲這股灣流向南下傾，形成一股很冷的舌狀水流（較諸周圍的水溫要冷攝氏十五度）沿着西經五十度的經度線向南伸展。根據紀錄的統計顯示出，沿着這一條經度線的降水强度很明顯地較它東西兩邊較暖的水面爲少。這一帶霧的出現比它東西兩邊的地區差不多要超過百分之五十。這種冷水區內強烈風暴的出現頻率遠較兩邊爲少。

歐洲和北美的西北海岸，受此灣流和日本洋流之賜，雖然緯度比較偏北，而實際上却比它應有的溫度爲暖。



第一圖



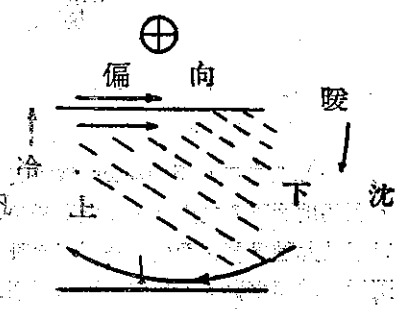
第二圖

這種洋流的流動速率也可以影響到水溫，從而影響到陸地上的情況。第一圖表示洋流沿緯度的流速非常微弱的情況，等溫線在水中應有的形式。假定水有流動形成一股洋流的時候，等溫線就會傾斜，像第二圖所示。（圖中爲明顯起見已予强調）。當洋流的速度增加時，等溫線的傾斜更爲顯着，如第三圖所示。這種流動速率的增加同時也增加了水面上的溫度梯度。

此外，洋流也像氣流一樣在北半球偏向右方。因此而使洋流的左面邊緣產生汎上現象，左面邊緣變得更加寒

冷，於是穿過這股洋流的溫度梯度益見顯著。（見第四圖）如果你面向洋流[illegible]看到它向右方偏向，同時還有汎上、輻散、以及洋流左面邊緣的冷却現象。在它右邊則有輻合、增暖和下沉現象。由此而使熱量逐漸轉變，像圖中所示結果使溫度梯度更見加深。在灣流的左邊曾經觀測到溫度在短時間內降低了攝氏五度，而這種降低證知並非由於平流作用的後果。

第三圖



第四圖

由此可見，挪威因爲在灣流的東邊所以比較溫暖。假定大氣情況有利於洋流[illegible]水溫將更增高，於是挪威的天氣一定比平常暖。相反地講，如果風速減小，灣流的速率轉緩，挪威的[illegible]較寒冷。事實上，大西洋高氣壓中的風速假定能够預測的話，那末灣流的速度也能够預報。如此則灣流[illegible]的地區，像挪威等處的天氣情況必可作溫暖或嚴寒的長期預測。

有關緯流指標的研究指出：在北大西洋氣壓梯度增加的地方（亦即西風帶[illegible]分速增强處），洋流的速度也會增加，而洋流的左邊則溫度低降。氣壓梯度較小而風速較弱的地方，在洋流[illegible]邊緣水溫定必上升。研究一月份和七月份的情況表示出：西風強度和灣流左方的水溫確是屬於負相關。

洋流的另一邊正好相反，在風速比較强的時候洋流右面邊緣的水溫較高；風速較弱的時候水就比較冷。實際上水溫的變率較差大約是增減攝氏兩度。大氣系統愈持久，愈能影響洋流的流動[illegible]率，因而使溫度在洋流本身以及穿過洋流的地區加以調節。在冬季，假定西風的速率增加，我們就可以知道灣流[illegible]的溫度梯度一定也會增强。

我們曾經觀測到有一種情況就是在永久性高壓圈擴展期間，大西洋中有溫度反常現象。此一高壓從亞速爾 Azores 群島北進至冰島，而後經挪威進入歐洲，這種情況常常會帶來非常寒冷的天氣。此種寒潮易於生成西伯利亞高氣壓。然而我們也可以解釋爲：微風和大而持久的高壓圈相結伴促使灣流的速率大爲低減，於是溫度也跟着下降。

諾瑪斯 Namias 曾經觀測到太平洋中也有類似的高氣壓路徑和生成的情況，這種高氣壓向北經過白令海峽，而後向北進入加拿大北部。於是美國西部和加拿大海岸就有嚴寒天氣。這種現象也許可以歸諸於日本洋流的溫度反常。因此我們或許可以從洋面溫度的觀測來預報這種高壓型式的形成和寒冷天氣的發臨。

這種空氣和海洋的關係，我們認爲在西風吹離北美東岸而到達大西洋的時候，空氣可能是非常穩定，很少有亂流。然而當它到達灣流區暖水面的時候，就會變得很不穩定，亂流增强。由於亂流產生的上下空氣摩擦作用減低了下層氣流的速度，於是產生輻合。這種輻合作用加上了空氣不穩定的後果才造成了海岸以外的雲層。

海洋和大氣間相互作用的另一種現象就是波浪運動。可惜現在還沒有一種儀器可以觀測開寬海面上的波浪。有些儀器可以在近海地區沉下去測定，可是由此量得的波浪因爲靠近海底而變質。現在最好的觀測方法是眼睛看着一個固定點，記載波峯和波峯之間的時間相隔和浪幅，塡出時間相隔的頻度，表示出一種分佈曲線。

紐約大學對此主題加以研究，曾經用阿洛瓦 AROWA 研究計劃出版在一本書內，題目是：「用波譜和統計以觀測及預測海浪的實用方法」。這種研究提示：海浪可由很多週期不同的正弦波合成，而浪幅則彼此重疊。這樣可以解釋產生任何一定波系週期的主要幅度。由此而可能根據一定的風來預測海浪情況。

噴射氣流雲

Schaefer Hubert 原著
一凡譯

引言

一九五三年，Schaefer 曾爲文介紹四種噴射氣流雲，包括伴隨高空强風而生之特種卷雲、卷積雲與高積雲。利用地面觀測之雲狀，以確定强風之位置，雖僅限於低雲未掩蓋天空時，始能應用，但在高空航行之飛機，則可不受此種限制，而能充分利用此種徵象，以指示噴射氣流。某次一架商用飛機，曾沿長約一千五百英里之雲條飛行，該項事實，引起作者對本問題之注意。

噴射氣流雲，似乎並非僅因風速超過某一限度值而形成。吾人熟知，大氣中遇有適量冷却，即可發生凝結，此與絕熱過程中，需要空氣上升之情形，正相類同。又知移動於西風氣流中之噴射節（Jetlets），其移速較風速爲弱，每伴有經度環流（Meridional circulations）。例如在噴射氣流之進入區（Entrance region），較暖空氣之一方，常有較大規模之上升運動。

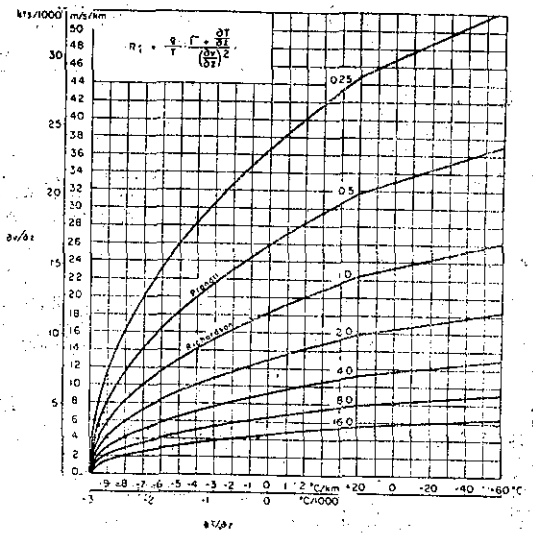
噴射氣流所生之雲，頗爲壯觀，天空有時呈混亂狀態。根據飛行員報告，此種小結構，可能係緣於擾動。因之深覺應先研究較爲著名之數種大氣穩定標準（Stability criteria），以試圖對於噴射氣雲中實測之細微現象，加以解釋。

穩定標準

噴射氣流乃係狹窄强風帶，位於比較靜止之週圍大氣中。此種氣流之特點，爲其中心與四週，無論垂直與水平，均有强烈之風切（Wind shear）。在過去三十年內，氣象文獻中，有數種包含風切（水平或垂直）之不穩定標準。其中特別值得加以注意者，有討論水平氣旋型風切、水平反氣旋型風切與垂直風切等三種。

Solberg (1939) 曾論及當空氣開始轉變爲不穩定時，絕對渦旋(Absolute vorticity) 消失。在緯流（Zonal current）中，垂直絕對渦旋（參考 Palmen 1948）如下：

$$\eta = -\frac{\partial u}{\partial y} + 2\omega\sin\phi + \frac{u}{R}\tan\phi \qquad (1)$$



第一圖 Richardson 係數（粗線）圖，該係數爲溫度直減率$\left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)$，垂直風切$\left(\frac{\partial V}{\partial Z}\right)$與溫度（T）之函數。

式中 η 爲垂直絕對渦旋，y 爲沿經度座標（向北爲正），ϕ 爲緯度，R爲地球半徑。若相對渦旋與地球渦旋爲負，則爲動力不穩定，此種情形，在强烈噴射氣流之南方，較易發現。研究噴射氣流雲時，此種可能性，頗屬重要，當於以後詳加討論。

Arakawa (1951) 創導之另一動力擾動標準，適用於最大風速北方反氣旋型風切地區。根據彼之學說，緯流中之氣旋型風切如下：

$$-\frac{\partial u}{\partial y} = \omega\sin\omega + \frac{2u}{R}\tan\phi \qquad (2)$$

此一臨界值，在發展完好之噴射氣流北方（普通爲上層界面地帶）一狹窄地帶內，常可發見。晴空亂流(Clear-air Turbulene) 事實上亦多自此一强烈渦旋型風切之地區發生。至於此一地區何以僅有晴空亂流，而甚少擾動雲發現，將於以後，加以討論。

Richardson (1920) 曾求出垂直風切與大氣中擾動增減之標準。彼認爲渦旋應力（Eddy stresses）之能量供應率等於或大於維持擾動所需之功，亦即破壞安定力之功，Richardson 係數爲：

$$R_i = \frac{g}{T}\frac{\frac{\partial T}{\partial z}+\Gamma}{\left(\frac{\partial \bar{V}_x}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial \bar{V}_y}{\partial z}\right)^2} \qquad (3)$$

式中g爲重力加速度，T爲絕對溫度，$\frac{\partial T}{\partial z}$爲實際溫度直減率。垂直風切之分切 $\frac{\partial \bar{V}_x}{\partial z}$ 與 $\frac{\partial \bar{V}_y}{\partial z}$ 應自其向量差求出，本文採用下述大約值：

$$\left(\frac{\partial \bar{V}_x}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial \bar{V}_y}{\partial z}\right)^2 \approx \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2 \qquad (4)$$

當風隨高度作微弱順轉時，由垂直剖面計算 R_i，其值不十分可靠。欲確定 Richardson 係數之臨界值，即面臨困難，各研究人員，求出之數值，約自1/4至1之間。自圖一可利用垂直剖面資料，迅速計算 Richardson 係數。由溫度直減率及垂直風切二座標，在圖左側可求出T=20°C 時之 R_i 值，然後沿 R_i 之等值線至溫度爲20°C 之直線上，再向右水平移動至實際溫度座標，即可求得該溫度下 R_i 之數值。由圖中可明顯看出垂直風切之重要性。在噴射氣流附近，應有較小之 Richardson 係數，至於明顯，因眞正噴射氣流，絕不能無水平與垂直風切。至於發展良好之噴射氣流與 R_i 分佈之關係，將再舉例討論。

應用上述之數種穩定標準，以解釋關於噴射氣流因擾動而致之雲，或可獲得結論。由於上述三種標準，均係根據動力原則，最低限度，亦能提供研究此問題之着手點。

擾動與雲之生成

不穩定與其所致之擾動，並非必能成雲，其理至屬顯然，鑑於諸多之晴空亂流報告，即可證實此種論點。此外尚有數種因素，似亦與之頗關重要。Barrett 等 (1949) 採用露點濕度表 (Dew point hygrometer) 之紀錄，以顯示大氣中濕氣分佈之複雜性。由於空氣往往極端乾燥，擾動上升不足以造成空氣中水汽之凝結，而呈晴朗狀態。

Vuorela (1953) 對於西歐噴射氣流週圍之露點差，曾加以研究，由其所求得之諸剖面圖顯示，在一般情形下，噴射氣流氣旋型風切之一側，空氣乾燥，亦即據報晴空亂流最多之地區。其中自亦不乏例外，彼曾發現，狹窄潮濕空氣帶，沿界面暖空氣之一方，延伸入勁强氣旋型風切地帶之實例，該處有噴射氣流雲形成，但此爲例外情形。

Schaefer 曾注意，當天空有噴射氣流雲時，其北方多晴朗，能見度亦極良好，此即表示該時噴射氣流之側環流 (Lateral circulation)，熱力上係直線式。Riehl 曾指出，在移動噴射節之進入區，具有此種側面環流。此種雲在地面常能見到，故知上升氣流持續不久，不足以在大氣中造成深厚之凝結層。但若有一層或數層空氣，因大規模上升運動而趨飽和，在擾動波之波峯，亦可發生凝結。

噴射氣流之飛行觀測

過去二年中，英國海外航空公司 (British Overseas Air coorporation) 之高級飛行員，曾述及極饒興趣之噴射氣流特別觀測。Bernard Frost (1953, 1954) 曾於二篇文字中，描述在18,000至25,000呎之高度間，彼確定最强噴射氣流地區之方法。第一篇中叙述利用溫度梯度接近噴射氣流之方法：「測定噴射氣流位置之最有效儀器爲機外溫度表。……某日，於一定高度，順風飛行，發現溫度與風速，均保持不變。此外更發現計算噴射氣流兩側風速之可靠準則，即於通常高度(15,000—25,000呎)，噴射氣流之向極(冷)方，溫度每降低攝氏一度，風速減少約每時八哩，噴射氣流之向赤道(暖)方，溫度每升高攝氏一度，風速減低約每時十六海里」。Frost 之第一篇論文，並附有各種噴射氣流雲，Schaefer 認爲均係典型噴射氣流雲。Frost 於其第二篇論文中，叙述所作進一步之詳細觀測，並特別着重於雲形。彼之觀測與結論以及第二篇論文所補充者，與 Schaefer 之觀測報告，均相符合。

泛美航空公司之飛行員與領航員，經過私人交換意見後，對於 Frost 之論文，提出詳細評論，認爲彼等所獲經驗與之亦甚爲一致。

一九五三年三月一日至三日之實例

一九五三年三月一日清晨，紐約 Schenectady 碧空無雲，能見度無限。類此清新空氣，在紐約年僅出現數

a

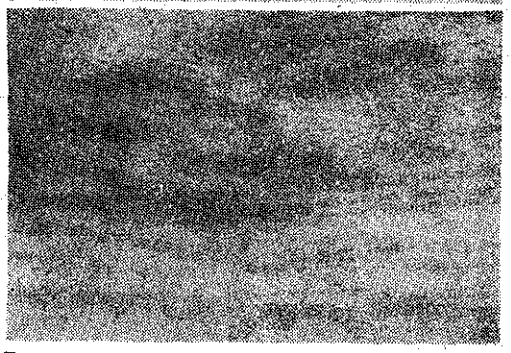
b

第二圖 1953年3月2日 Schenctady 之雲圖 (a) 向東1230 EST (b) 向東北1300 EST

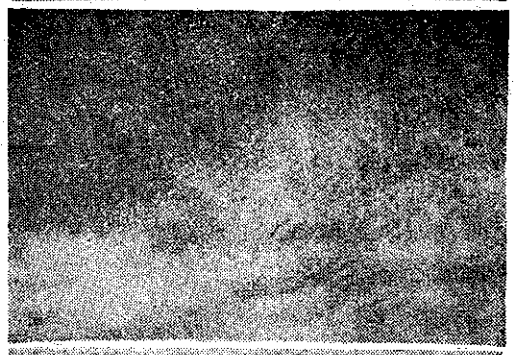
c

d

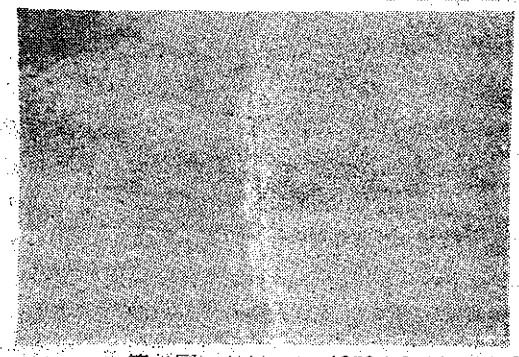
e



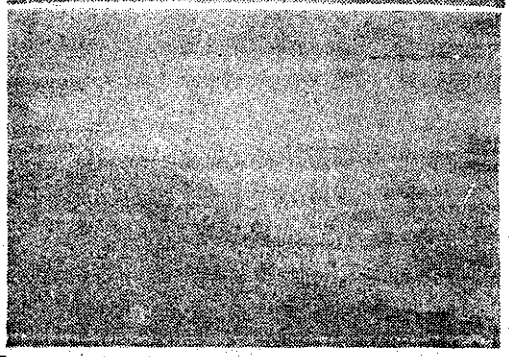
f



g



h



第二圖 (續) c. 1953年3月2日1230 EST 卷雲高度之波狀雲
d. 1923年3月2日1231 EST 卷雲中之波紋
e. 1953年3月2日1232 EST 卷雲高度之波紋與大波
f. 1953年3月2日1300 EST 波狀與條狀卷雲
g. 1953年3月2日1301 EST 條狀卷雲中形成裂洞
h. 1953年3月2日1302 EST 卷雲中大波峯之邊沿

次。利用尖端放電測定器（Point Discharge Collector）測得該日之大氣電約爲 0.04 uA。傍晚，落日映照之長條高積雲，出現於西方天際。美國東方標準時（EST）十六時，紐約 Albany 之最大風速爲每時二百二十海里。

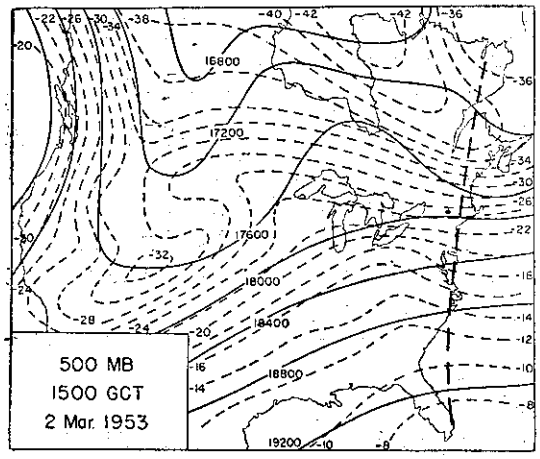
一九五三年三月二日， Schenectady 出現壯麗之噴射氣流雲，日間有四大塊卷雲，呈波紋至波浪形，經過該地。 Schaefer 之記載如下：「此四雲塊位於移動波之波峯，至爲明顯，該波之波長約三百英里。在二波峯經過之中間時期，天空幾罕無雲。當有高速度之噴射氣流存在時，曾觀測得類似之波多次。」第二圖 a 至 h 係三月二日中午以後所攝得之照片，第三圖 a 及 b 則係該日美國東方標準時十四時四十五分所攝得者。注意早期照片中，向噴射氣流下游之左方，天空無雲。大氣電之數值，亦遠較噴射氣流大氣電之標準爲高。

a

b

第三圖　1953年3月2日1645 EST Schenectady 之雲圖（a）向東（b）向西北

第四圖係三月二日世界標準時十五時，北美 500mb 高空圖，由圖中等溫線之集中情形，可確定噴射氣流之位置，係自阿拉斯加灣經過美國西南部深槽之南方，復趨向東北。此外穿過南加拿大，有另一等溫線集中區。直趨新英格蘭州。圖中星號處指示 Schenectady 之位置。

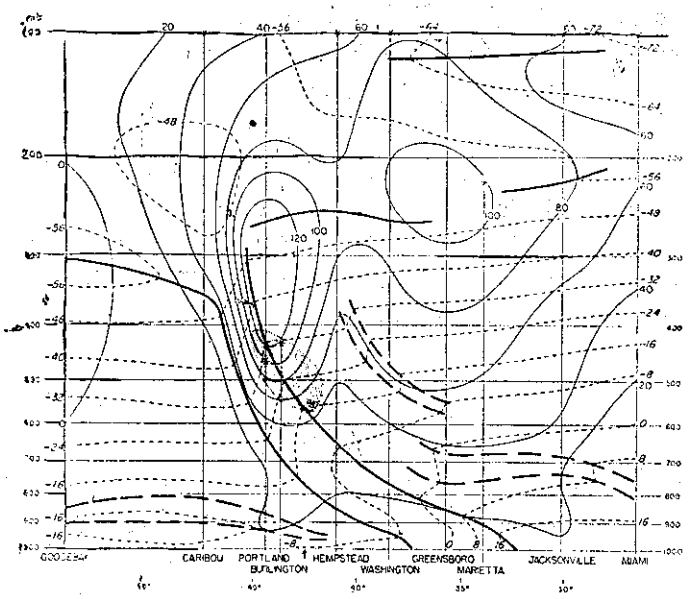


第四圖　1953年3月2日 1500 GCT 500mb 高空圖，實線爲等高度線，間隔 400呎，細虛線爲間隔 4°C 之等溫線，粗虛線指示剖面之位置，星號指示 Schenectady 之位置。

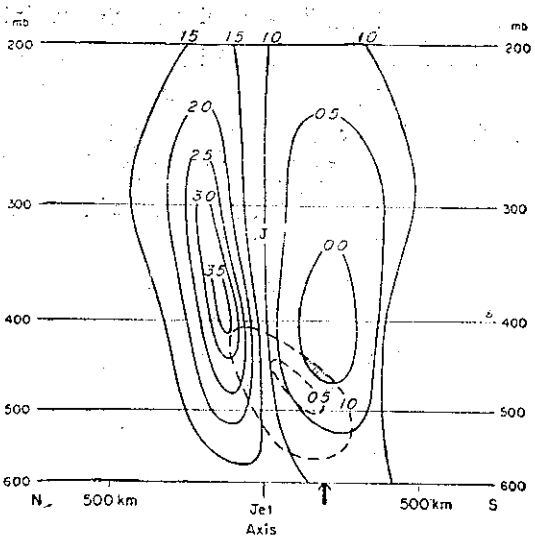
第五圖係沿前圖粗虛線所作之 1500 G C T 剖面圖。其中測站不恰位於該線上者，沿 300mb 氣流線之方向塡入。圖中星號表示各測站所測風之最大高度，圖底箭頭則指示 Schenectady 之位置。等風速線分析，大部根據實測風速，惟在極面噴射氣流以上之高層中，曾應用地轉風關係。等風速線指示垂直於剖面之風速，單位爲每時海里。由之可看出在大西洋沿岸，有二最大風速區，自地面至 300mb 處，界面極爲明顯。Schenectady 出現之雲，可確定係在極面噴射氣流之南方。因之 Arakawa 應用於强烈氣旋型風切之標準，可不必注意。圖中噴射氣流之南方，顯見有强烈水平與垂直風切，後者對於 Richardson 之標準，至關重要。

由第（3）式求出之 Richardson 係數小於 1 之區域，在第五圖中以蔭影表示之。第六圖爲 R_i 值小於 1 之同一地區，並繪入極面噴射氣流附近之渦旋值。該值係根據圖五所求出，表示垂直於等壓面之絕對渦旋。所標數值係 $f=2\omega\sin\phi$ 之倍數。注意Richardson係數小於 0.5 地區與負絕對渦旋地區，均位於噴射氣流之南方，而在 Schenectady（箭頭處）正上空，負渦旋與 $R_i<1$相重合之事實，尤堪注意。

一九五三年三月三日，日出時天空幾無雲，空氣乾燥清新，太陽爲冰晶濃霾所遮掩。美國東方標準時，十八時十五分，細條卷雲在西方出現，繼之以波浪狀高積雲。下層雲高爲 8,000呎，冰晶霾高在3,0000至38,000呎之間，雲行快速。於二十二時至二十三時， Schenectady 降落强霙（Sleet）與凍雨。



第五圖　1953年3月2日1500 GCT 沿圖4粗虛線自 Labrador 之Goose Bay至 Florida之 Miami 之垂直剖面圖虛線爲溫度線（°C），實線爲垂直於剖面之風速（海里/時），粗線爲界面與對流層頂。星號實測風之最大高度，箭頭指示 Schenetady 之位置 Richardsom 係數＜1區域以蔭影表示。



第六圖　極面噴射氣流附近之渦旋分析，實線係垂直於等壓面之絕對渦旋（單位爲 $f=2\omega\sin\phi$之倍數）虛線乃Richardson係數爲1.0與 0.5之等值線，蔭影區係渦旋＜O 與 R_i＜1之重合區，箭頭指示 Schenectady 之位置。

結　　論

在上述實例中， Schenectady 明顯地位於噴射氣流之進入區，在地面可見噴射氣流雲。噴射氣流進入區內反氣旋風切之一方，因側面環流而形成之上升運動，對於輸送濕氣至大氣上空，似乎至爲重要。

對噴射氣流實例，加以研究後，獲知多數伴隨强烈極面而生之最强風速，均有較低之 Richardson 係數，其位置大略與圖五所示者相同。計算出之數值有低 0.15者。此外由實際經驗知在噴射氣流之右側（面向下游），絕對渦旋每爲負數。在多數情形下，動力不穩定與低 Richardson 係數重合區，每發現噴射氣流雲，極堪注意。若某一薄層空氣達於或近於飽和時，擾動自能在大形態（Macrostructure）中，造成小型現象。

自噴射氣流雲之連續照片（Lapse-time photograph)顯示，其中有呈大規模滾動者， Rossby 曾研究與狹窄洋流平行之軸線上，流體繞軸線之運動情形。大氣中之上述現象或可藉連續照相機（Lapse-time camera）之助而探悉之。希望在美國西部拍攝之電影，能提供研究噴射氣流詳細結構所需之充分資料。

轉接58頁　50毫巴與25毫巴高度上氣流之研究

參　考　文　獻

1. Kochanski. A. and Wasko P. E. Analysis and Wind Flow at 50mb and 25mb Levels" Air Force Service Technical Report 105-56 Washington D. C., May 1953.
2. Court. A. "Tropopause Disappearance During the Antarctic Winter" Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 23 No.5 pp 220-238, May. 1942.
3. Temperature at 10-mb (101,000feet) Level" Air Weather Service Technical Report 105-108 Washington D. C. May 1953.
4. Richardson. J, M. "Determination of Atmospheric Winds and Temperature in the 30to 60-km region by Acoustical Means" Quart. Progress Report No.4 Institute of Industrial Research University of Denver. Colorado Oct. 1951.
5. Scherhag, R. Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetter prognose Springer-Verlag Berlin 1948.

50毫巴與25毫巴高度上氣流之研究

Adam Kochanski and Peter E. Wasko 著

張　瑞　翔　譯

一、引　言

本文研討之目的，在於明瞭100mb與25mb兩層間之氣流型式及與溫度之結構，同時50mb與25mb此兩層上之逐日分析已被統計過。因爲新機種及火箭急需氣象人員有較佳的高空知識，趁現已可獲得較大區域的 50mb 與25mb之高空資料，而予以分析以尋其求與200mb 至100mb之相互關係，實甚需要。各季中期若干有三日連續的100, 50, 25mb 圖中運用特殊的外延法則（參看圖1,2及表 1.）及實際報告，已獲得一些資料可用來研求在這些等壓面上，氣流的運動及大氣的結構。

二、溫度結構 (Thermal Structure)

附圖Ⅱ表示不同緯度上在七月、元月與十二月份之某些日內，由無線電探空所得的一些選擇溫度曲線，從這許多溫度曲線，可看出若干相似的形式，由此探求溫度之結構與氣流之情形。

從一九五一年七月十日之曲線上，可看出在夏季平流層之溫度，隨緯度之增加而增高，同時趨向低緯度時，則100mb與 25mb 之溫度直減率愈趨穩定。七月十日之六根溫度曲線大約在 250mb 處相交於一點，此明顯之等密度層(Isopycnic)，可視爲南北溫度梯度相反之開始，此相反之水平溫度梯度在近 120mb 之高度上，達其最高點。在此高度上，極地溫度要比熱帶，副熱帶之溫度高出36°C，在 100mb 以上，此諸曲線又趨於集中，大約在20mb以上又相交於一點，而形成另一等密度層，同時在300mb與180mb間9°N,17°N與 39°N 之三曲線表示爲一正壓層 (Barotropic Layer)。在對流層上部有生成正壓層之可能以及對流層中部有廣大區域的等壓等密度層的情形，在各季中均有出現，等密度層又隨季節性之不同而出現於35mb與10mb間。

在一九五一年七月十日之例圖中，53°N與75°N之兩曲線可表示標準之氣流。西來地轉風出現在 300mb上，此處之溫度梯度由南而北依熱力方程式而增加。至250mb達最大值（即在第一等密度層高度上或低層等密度高度上）在25mb以上，因相反之溫度梯度，此兩熱源風，向上方在各層間作向量性之減少，約在20mb以上此兩曲線又復相交，依據中間層之等壓溫度梯度(Isobaric Temperature Gradient)之大小，可能此曲線經過一水平之等壓面高度上，而此水平等壓線之高度間無風出現。*故上層（高層）之溫度曲線之交點，可出現最小之西風或最大之東風。*300mb上之東風隨高度而減弱至第一交點時（低層交點）最弱，以後又隨高度增強至第二交點（上層交點）而達最強。利用熱力學方程式來計算53°N與75°N之兩曲線（一九五一年七月十日）可看出向量風（Vector wind）的最大變化與高度有關而發生於對流層頂上，(53°N) 因在此二站間溫度之差異以在此等壓面上相差最大，故氣壓系與風系在垂直及方面經過此層時改變亦達最大，此外在二曲線間的極地平流(300mb)的同一等壓面上也有最大的垂直風切存在，在這半正壓層所指示之 9°N 17°N與39°N之三曲線，在 300mb—180mb 之平流層間，風向風速則不受高度的影響，而保持不變。

在 3 圖之左上角中，表示一九五一年元月份不同探空台之平均曲線，曲線數目之數字自 1—8 表示隨緯度之增加，其中 1—7 每一曲線代表10—15個平均探空報告達到 30mb 之紀錄，每一曲線之緯度都已指出，曲線 1 代表巴拿馬(Panama) 在9°N。曲線7代表位於曼尼土巴之巴斯 (Pas, Manitoba) 爲54°N，其他曲線2—6代表美國東海岸之各探空站從9N—44°N之探空曲線上，位於30mb處，有一很顯明之等密度高度層。再向上引，用直線外延法之結果，則南北相反之溫度梯度又復出現，曲線 7 代表在高緯度處一個相對的較高溫度帶，常出現在 200—100mb間，曲線8（位置在阿來特 Alert 82°29′N，62°15′W)代表一九五一年十二月卅次之平均情形，採用十二月份資料之原因，係因元月份爲多之故），此曲線很明顯的表示溫度隨高度而降低溫度隨高度而減低之時間，出現於極地永夜時間，而最顯著者，在極地冬至之後的十二月廿二日，北極全黑之高度，可達五百公里而在冬至以後之兩月中，極地全黑之高度，最少要達一百公里，圖8之50mb僅有四次實際紀錄，故其餘紀錄皆由絕熱圖中用

引伸法算出，再予平均深出之，因爲在80mb實際溫度低於—70.4°C，故由計算法得出25mb上之溫度爲—66°C，似乎爲合理，事實上在一九五一年到一九五二年元月間阿來特（Alert）之平均溫度是—67.4C，50mb上爲—74°C，圖3之左下角"M"曲線爲代表阿來特之又一情形，左下圖之A. B. C. 三線是相對地代表一九五一年十二月中三旬之情形，由曲線可看出溫度直減隨時間之改變，是非常明顯的。

三、逐日高空圖分析之結果

在冬夏季之中期(本文各以七月份，元月份爲代表)選擇實際報告到達50mb與25mb高度連續三月之高空圖，加以分析。此每日之100mb, 50mb，與25mb之高空圖，被仔細分析之目的，在得出一型式而決定出於不同高度上，在時間與距離方面有何連續性，1500Z之25mb圖，其報告係採用二十八個探空報告，在其前後十二小時之高空風資料亦予利用之。圖4—9表示七月與元月份100mb, 50mb與25mb之全日代表圖，圖中等壓線之間距爲四百呎，有時用二百呎，根據經驗在50mb與25mb上，有時探空儀器有300呎之誤差，故用四百呎較爲妥當，圖中箭頭表示未來廿四小時封閉高低壓之走向，等溫線採用攝氏五度之間隔。圖6—9所用之地轉風計算尺其間距爲二百呎。

此逐日之50mb與25mb圖上最有力之象徵是表示出氣壓系統，氣流情形與溫度結構，其結果與月平均圖相似，但較爲複雜，特別是在50mb與25mb之兩圖上，有很多平淺之氣壓系統在四月與十月尤爲顯著，這些平常的氣壓系統極可能存在於20—25公里之高度處，並自不同之各臭氣集中區取得溫度之來源，在50mb與25mb圖上的這許多小型之高低壓中心與海平面之氣壓系相似，在科羅拉多(Colorado)(參見4)氣象學與音響學(Acoustatic)家所施放之電文報告，指出在一九五年〇十二月到一九五一年之二月間，西風在自20公里到25—30公里之高度上減弱以後，向上增强達40公里之高度，在20—25公里之高度上風向平均爲西北風，而由西順轉至正北，風速自3—60 Kts，尤其重要者在25至30公里上此電文曲線表示風向風速隨時間作迅速之改變，故由此電文曲線可知道一個氣流之短期性變化存在於對流層上部，同時與對流層下部之改變情形相符合，此點與Scherhag. R.(參見5)在較早所認定的在20—35公里之風向風速隨季節性有一明顯之持久性頗爲符合。

在月平均圖(參見1)上等壓型式之最大的垂直變化出現在100mb與50mb間，此種現象在逐日高空圖上同樣存，在50mb上之中心數目較100mb上爲多，此種情形一直維持到25mb等壓面上，特別在七月份之逐日地在100mb等壓面上爲西風帶之中心，槽線，與脊線，向上50mb及25mb時逐漸變爲東風。此50mb上之新高低壓中圖上很明顯心常與100mb上之脊和槽息息相關，同時在方向上依溫度場而相互傾斜着，50mb及25mb等壓面上個別之氣壓系似乎隨時間而持續，偶然間有許多很少衰弱之高低壓中心，出現於50mb及25mb槽脊線上，但僅持續一日後即行消滅。

在50mb與25mb圖上，相對地高低溫度常與高低氣壓中心相伴存在，這許多高低壓中心位移之趨向（請參看圖上之位移指示）逐圖間非常有規律，其方向常依據其上下層之推動氣流（Driving Current）方向而定，在50mb與25mb上，在七月份中心走向常趨西方（圖5—6），而其他月份則移向東方（圖8—9），在加拿大則四月份有向西之運動分力，因爲在加拿大平均四月份之情形與七月份相似，同時在50mb與25mb上，這許多中心也常有明顯的南北向運動(Meridinal Movement)。

在50mb與25mb圖上很難解釋的便是在狹窄區域中所出現之强風，其風速自50浬至一百浬，通常平均爲浬，雖然在平均圖上，有一平均之風向，但實際常有不同之風向出現，如南風與北風。在逐日圖上，元月份窄狹八十區域內出現東風，介於各狹窄强風區間則爲弱風區（Slack wind）。在50mb與25mb上，此弱風區很明顯地可看出在水平方向風速之改變與風度線之減弱，在目前尚不能決定此風變線之減弱是否由於上述之原因或由於高空資料之不正確所致。

結　　論

① 基於實際之探空報告或由於外延法所推求之資料，在北美逐日之50mb與25mb高空圖之分析已屬可能。

② 在自由大氣中，在100mb到25mb區域氣壓系統的空間與時間上之連續性，在逐日高空圖上能以存在。

③ 從100mb到25mb間的對流層溫度直減率並非等溫的或不變的，但是其隨緯度之改變甚有規律其低層溫度之變化亦然，一年中大多數月份在極地上空的溫度，均隨高度遞減，但低緯度與中緯度則不然。因此在同一等壓面上，對同一溫度而言，因所在緯度之差異，必須訂出兩個平均溫度直減率，在100mb到50mb間在美國南部之溫度直減率是4°C/km，而在加拿大北部則爲+1°C/km。

④ 在35mb與10mb間，冬夏季之中期很明顯地有大範圍的正壓層存在（Barotropical Layer）在某一高度間則有一等壓密度層存在（Isobaric-Isopycnic —Level）。

⑤ 逐日的50mb與25mb上之風在冬季並不純是西風，夏季也不純爲東風，每年間各季中期無數之平常高低壓中心通常出現在美國之上空。(譯自美國氣象學會月刊，Jan. 1956)

圖 1

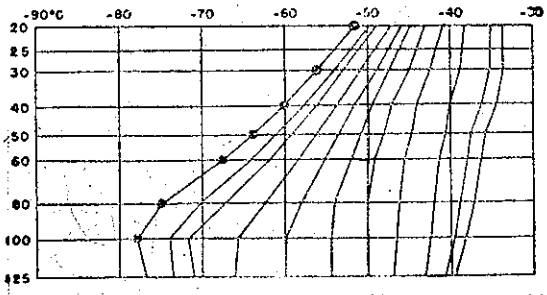


圖 1：七月份之壓溫平均曲線，實線代表四年之月平均線，黑點線代表圖外延法所得出之曲線由這許線可資以計算許多終點在 100-50mb 之間或 50-25mb 間之探空曲線，左圖代表之平均情形可看出在北美洲與北極上空在 100-20mb 間，溫度無隨高度低減之現象，但逐日探空雖顯最偶有局地氣溫隨高度略減之情形。

表 I

h^{50}_{100}	T 100	T 50	h^{25}_{50}	T 50	T 25
13600	75.5	61.7	14400	61.5	52.4
13800	72.5	60.0	14600	57.8	50.0
14000	68.2	57.3	14800	53.9	47.5
14200	63.8	55.1	15000	49.9	45.3
14400	59.5	53.2	15200	46.3	42.8
14600	55.3	51.0	15400	42.8	40.3
14800	51.7	49.2	15600	39.5	37.7
15000	48.4	46.4	15800	37.2	34.9
15200	45.4	43.7			
15400	42.3	40.6			
15600	39.4	37.4			

表 I：表左半邊代表 100-50mb 之厚度值與50mb之溫度值乃100mb溫度值之函數。表右半邊代表50-25mb之原度值與25mb之溫度值爲50mb溫度之函數。
(高度值爲呎，溫度爲攝氏)

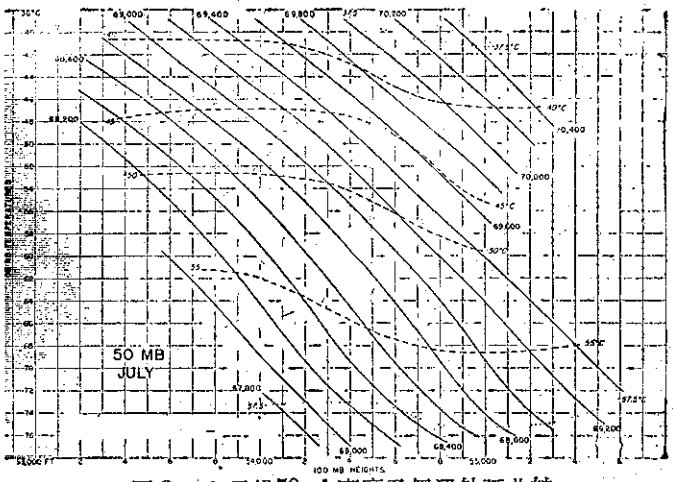


圖 2. 七月份50mb高度及氣溫外延曲線

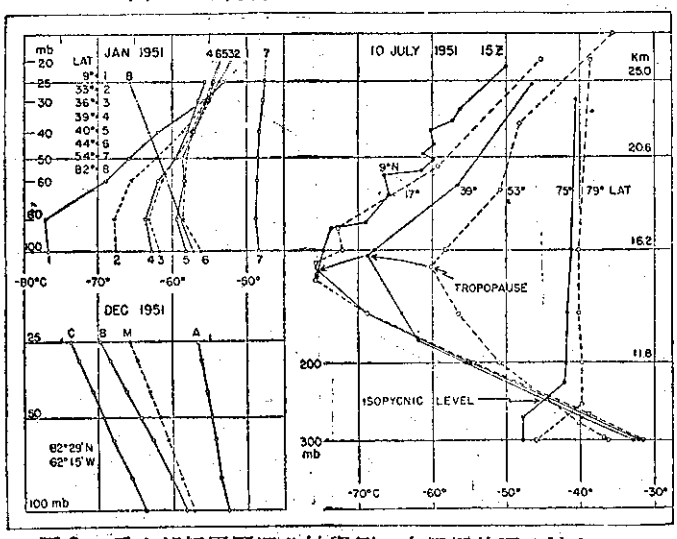


圖 3. 爲上部氣層壓溫曲線事例。在假絕熱圖曲線中，溫度爲°C,應標爲$p^{0.288}$,p爲氣壓，以mb爲單位。

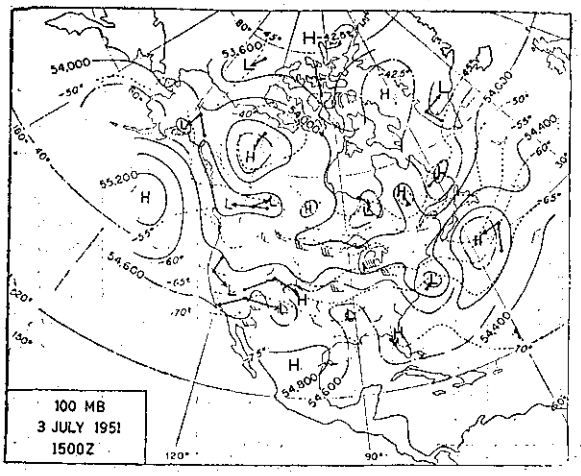


圖 4. 爲 1951, 7 月 3 日1500z 100mb 圖

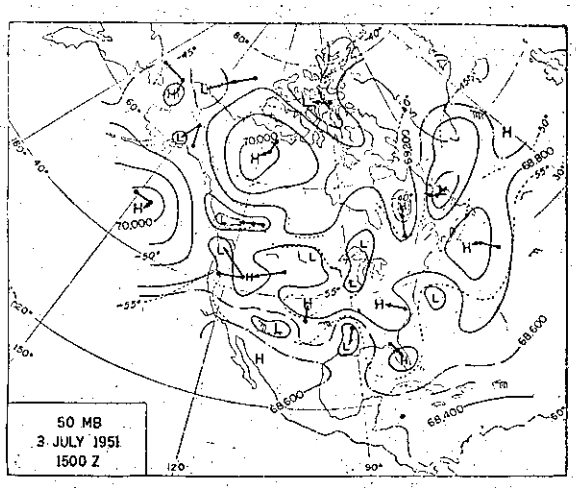


圖 5. 爲 1951, 7 月 3 日1500z 50mb 圖

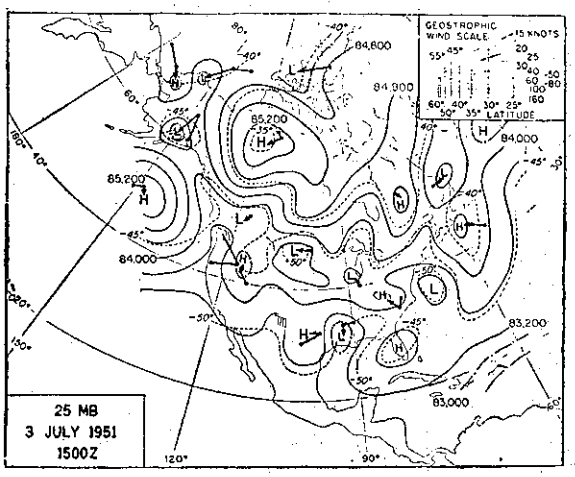


圖 6. 爲 1951, 7 月 3 日1500z 25mb 圖

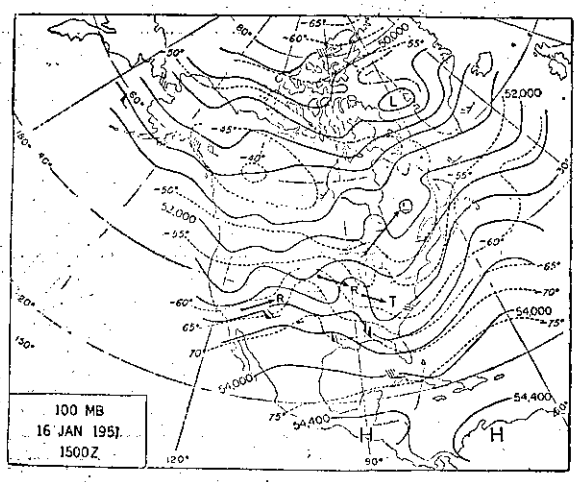


圖 7. 1951, 1 月16日 1500z 100mb 圖

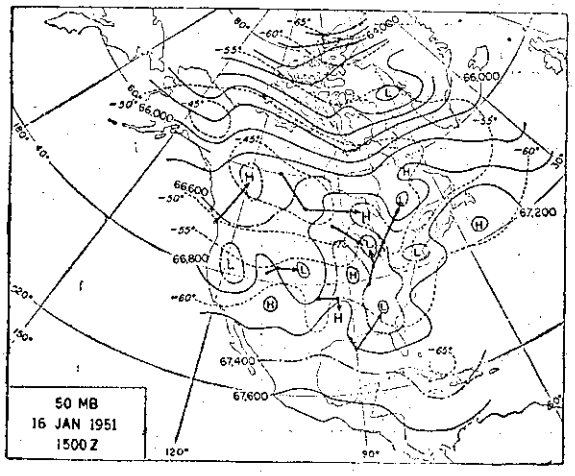


圖 8. 1951, 1 月16日1500z 50mb 圖

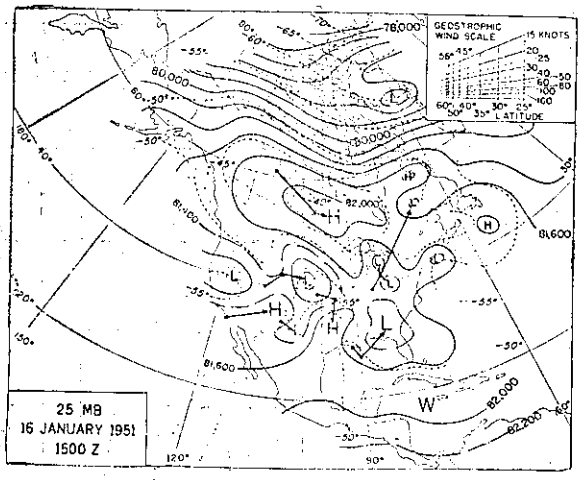


圖 9. 1951, 1 月16日 1500z 25mb 圖

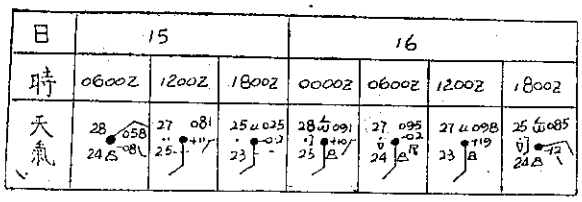
(參考文獻見54頁)

民國四十五年颱風報告

第一號……颱風賽洛瑪 (Thelma)

一、概　　述

颱風賽洛瑪（Thelma）之初次報告爲四月十六日夏令時間（以下同）十五時（0600Z），當時尚係熱帶低壓（Tropical Depression）中心位於東經一百四十六度，北緯六點七度附近，中心氣壓 1004mb， 在此時間以前，已能發現其跡象，特魯克島（15.16E 7.5N)之天氣報告顯示（見第一圖）；十五日廿一時（1200Z），該島已開始連續降雨，雲幕低垂，南風徐來，表示此一熱帶擾動，業已在其西方形成，而於十七日三時（161800Z）遠離，該島乃恢復其正常天氣。



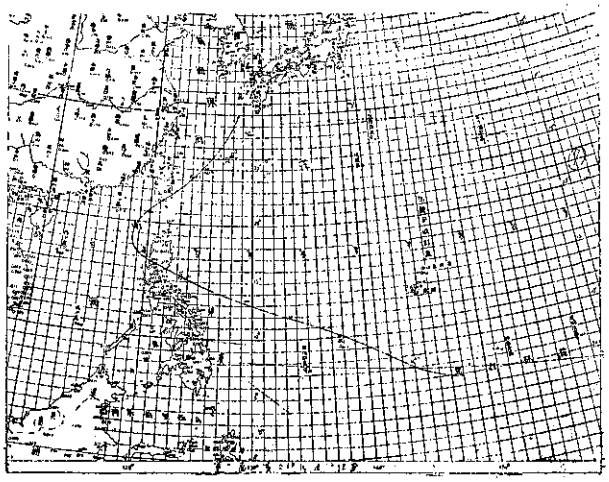
第一圖　特魯克島每六小時天氣報告

由於太平洋高壓之影響，此一熱帶低壓，約以每時十海里之速度，向西北西移動，至十七日九時（0000z），開始獲得飛機偵察報告，該時之中心位於東經一百四十四度，北緯七點八度，最大風速增至每時七十海里，中心氣壓加深爲 995mb ，業已到達颱風强度，仍繼續向西北或西北西進行，速度略有增加，介於每時十至十五海里之間，中心氣壓亦低減至 940mb。

二十一日，颱風接近菲律賓東岸，傍晚在呂宋島中部登陸，當其襲菲時，風速曾達每時五十海里，呂宋中部農舍多處曾被吹毀，鑑於報章對之報導不詳，可知其所形成之災害，當極輕微。

二十二日晨，颱風自呂宋西北，進入南海，速度卽行減緩，每時僅六至八海里，已預示轉向徵兆，而有侵襲臺灣可能，廿一時（1200Z）， 已改向北進，至翌日三時（221800Z），則轉趨東北矣。

二十二日中午，臺灣南部，已受其外圍之影響，開始降雨，風力亦逐漸增强，至廿三日十一時左右，颱風中心在恒春南方海面經過，午後穿經蘭嶼與臺灣東岸間之海面而指向宮古島，於廿四日下午，抵達琉球西方海面，在此期間，移速大增，曾達每時廿海里左右。但因到達之緯度逐漸增高，海面仍受冬季氣流之影響保持低溫，致維持颱風之能量，不能充分供應，而逐漸塡塞，例如四月廿五日三時（241800Z)之中心氣壓，已升至990mb，廿五日與溫帶氣旋相併合。而賽洛瑪颱風遂告消失。



第二圖　賽洛瑪颱風路徑圖

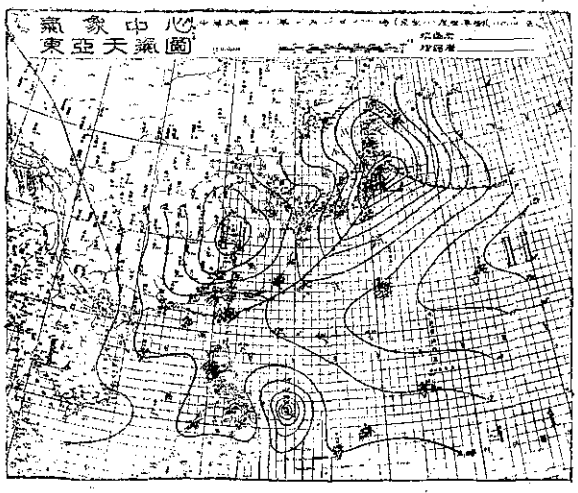
颱風賽洛瑪之詳細路徑如圖二。

二、本中心對於賽洛瑪颱風之研判

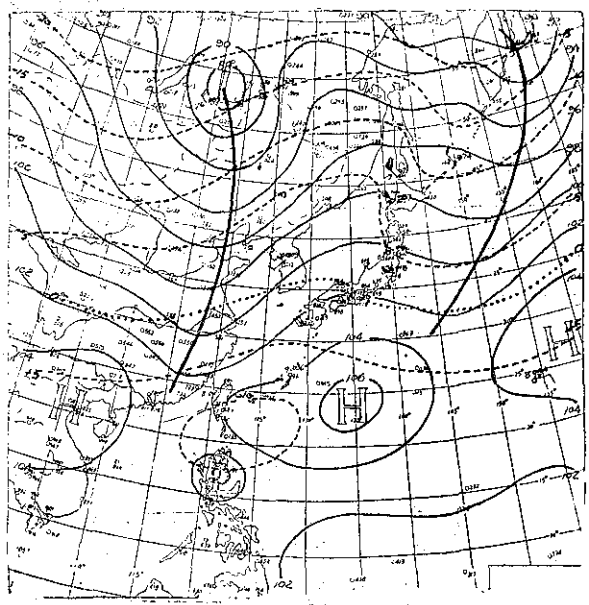
當賽洛瑪颱風生成後，本中心卽密切注意其動向，並與各氣象單位，加强聯繫，初期，賽洛瑪颱風，受太平洋高壓之影響，向西北西及西北移動，廿日九時（0000Z） 地面天氣圖(如圖三)，溫帶低氣壓中心已自大陸移至日本東部，冷面與低壓槽向西南延伸，達臺灣南部，僅以地面圖之形勢視之，颱風容有轉向之可能，但再檢視該日十二時（0300Z）700mb 高空圖（如圖四）臺灣及其東部海洋，均位於脊線之中，故判斷該颱風仍將繼續向西北推進。

廿二日三時（211500Z）700mb高空圖（圖五）中顯示， 主要槽線已自西方移至我國東部沿海，馬公700mb

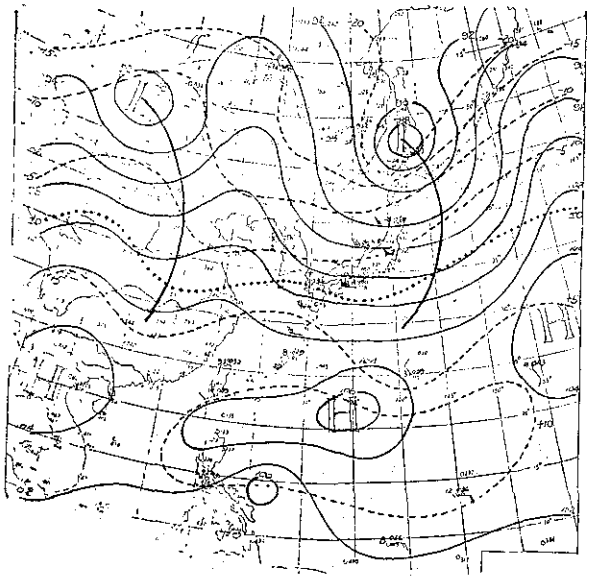
等壓面之高度，較恒春者低 200英呎，風向南西，風速每時二十海里，香港則爲北風，風速每時十海里，表示槽線之勢力，已到達臺灣海峽。廿日至廿一日九時（0000Z）之地面氣壓變差圖(圖六)，沿東經 120° 幾乎均爲負區，亦爲此主槽接近臺灣之證明。



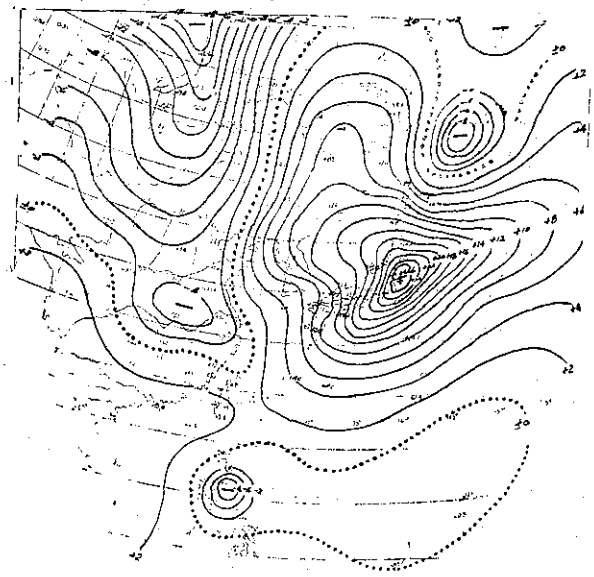
第三圖　民國四十五年四月二十日
0900時（東經 135 度標準時）
(0000Z)



第五圖　45年4月21日　1500Z



第四圖　45年4月20日　0300Z　700mb高空圖



第六圖　45年4月20—21日 0000Z　氣壓變差圖

賽洛瑪颱風於穿越呂宋北部後，二十二日起，移動速度即行減緩，原爲每時十四海里，驟減爲每時六至八海里，頗有轉向可能，該日雖係星期，本中心值班人，仍召集第一次颱風會議，加以研討，特別注意於下列諸種現象：

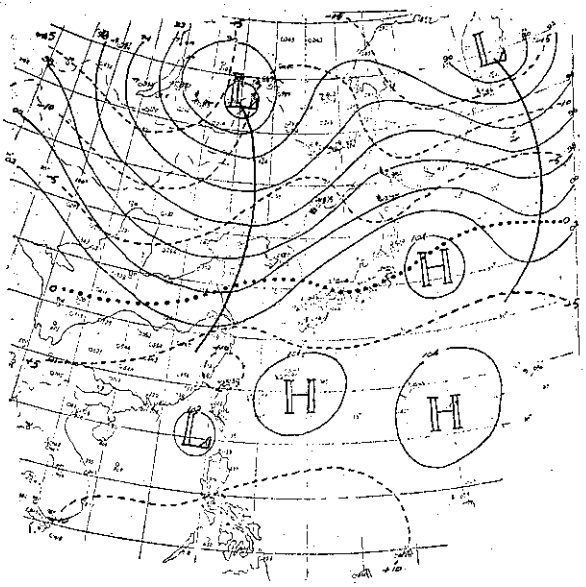
(1) 颱風速度減緩，每爲轉向之徵兆，推斷其移動方向，將轉趨北北西或北，(參閱第二圖)。

(2) 二十二日十二時（0300Z）700mb圖，日本臺灣及菲律賓諸島東方爲諸多分裂高區，按照導流(Steering)原則，此颱風將逐漸轉向。(如圖七)

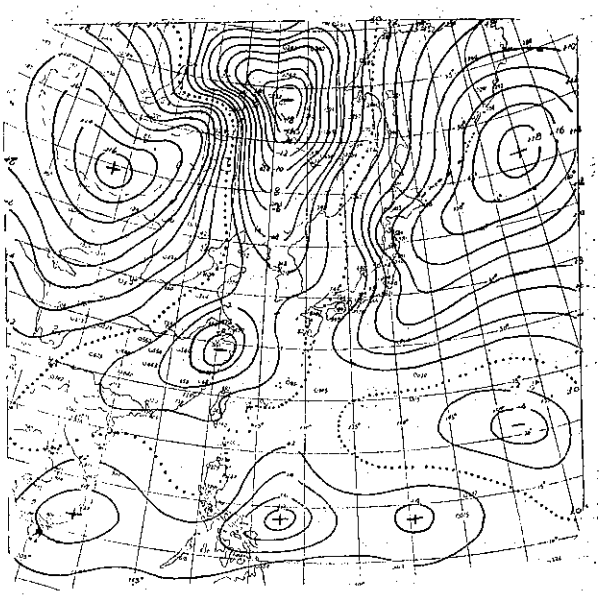
(3) 四月廿一日至廿二日九時(0000Z)氣壓變差圖（如第八圖），我國東部沿海，全部爲降壓區，南海有升

壓區，颱風最可能之路徑，爲向北行進。

根據以上各點，決定颱風現在位置與其進行方向及速度如次；



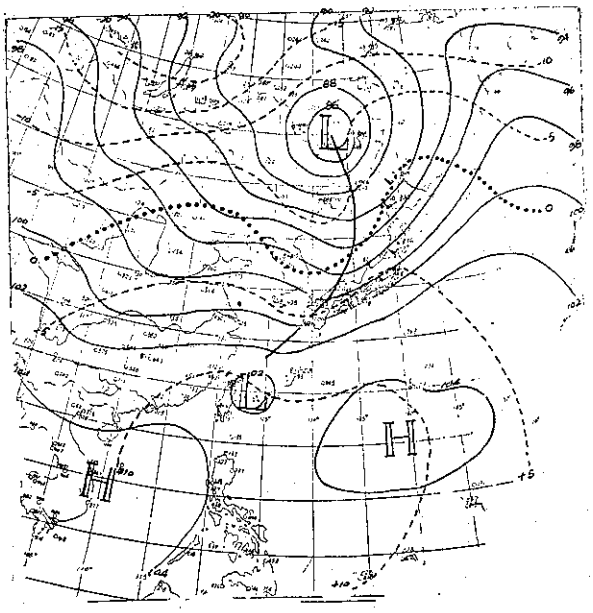
第七圖　45年4月22日 0300Z 700mb 高空圖



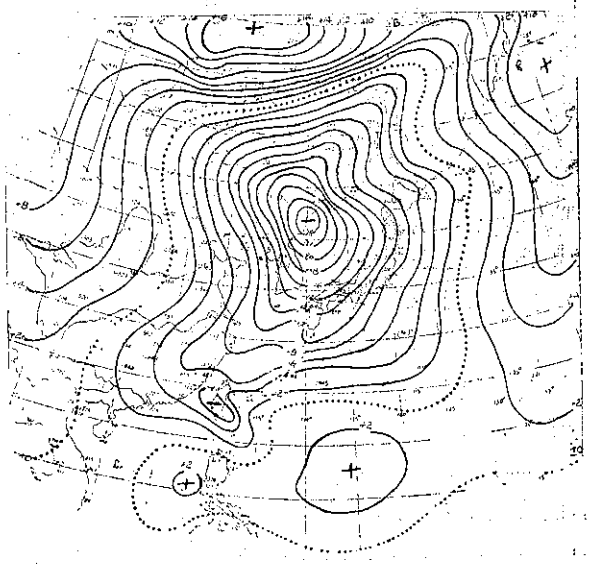
第八圖　45年4月21—22日 0000Z 氣壓變差圖

中心位置：18.8°N 118.7°E 進行方向：北北西。進行速度：每時六海里。並通知各氣象單位參考應用。

二十三日清晨，颱風已開始轉向，愈爲接近臺灣，本中心乃增繪臺省附近小天氣圖並召集第二次會議，軍民間有關氣象人員，均出席研討，根據之資料及研判如下：



第九圖　45年4月23日 1500Z 700mm 高空圖



第十圖　45年4月22—23日 0000Z 氣壓變差圖

1. 二十三日二十四時（1500Z）700mb 高空圖（第九圖），槽線在日本西方向西南延伸至臺灣東部。

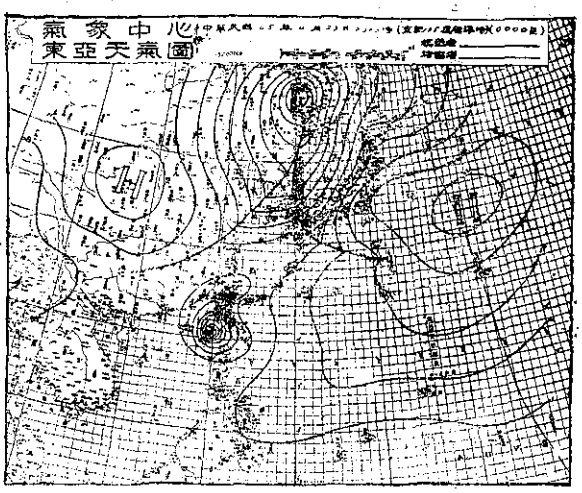
2. 四月廿二日至廿三日九時（0000Z）氣壓變差圖（第十圖）減壓區已向東移，臺灣位於降區，蘭嶼下降最多爲 8mb 表示臺灣南部爲颱風侵襲之最可能區域。

3. 二十三日九時（0000Z）地面天氣圖（如第十一圖）中，深凌之低壓中心，位於我國東北邊境，推測將繼續向東移動，颱風可能受其影響，趨向東北，且速度將增加。

基於以上資料及理由，決定颱風現在位置爲北緯 20.6° 東經 119.4°移動方向 25° 轉 40°，移動速度每時 12—15海里，預測於本日午後可能在臺灣南端登陸。當即將結果通知各氣象單位參考應用。

四月二十三日下午，獲得報告，知颱風中心，已自臺灣南部海面經過，乃報由主任委員分別呈報有關首長。

同日下午四時二十分，召開第三次會議，根據該日十五時（0600Z）地面天氣圖及基於第二次會議相同之理由，決定位置爲北緯二十二點六度，東經一百二十一點七度，移動方向東北東，速度每時十五海里，逐漸遠離本省，並通知各有關氣象單位，相機解除警報。

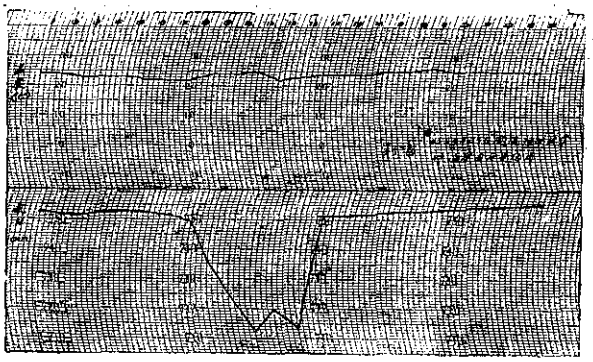


第十一圖　45年4月23日 0900時（東經135度標準時）（0000Z）

三、颱風賽洛瑪侵襲臺灣南部情形

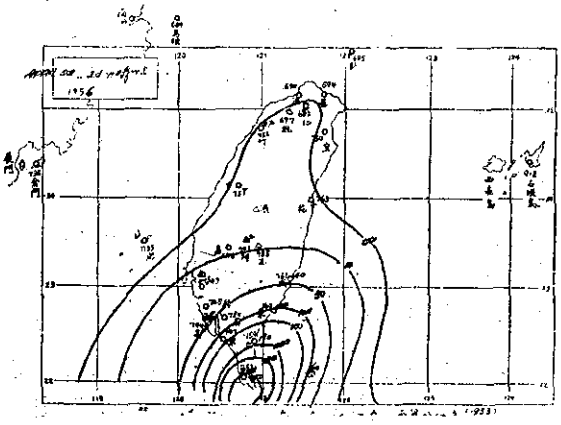
侵襲時間：臺灣南部，二十二日晨，已受颱風之影響，而以恒春爲最早，約自該日清晨開始，其次爲屏東岡山臺南臺東，嘉義爲其北部外圍，僅降雨三小時。嘉義以北已無顯著之影響，至某數地區之降水，乃非因此颱風之影響。至二十三日午後十七時，各地降水均已停止，風速大致亦減至二十海里以下，颱風對於臺灣之威脅已完全解除。

中心位置：由恒春之逐時天氣報告，可看出颱風中心約於二十三日十至十一時間，經過恒春正南方海面，根據逐時報告繪出之氣壓時間剖面（如第十二圖），最低氣壓爲 994.8mb 發生於十一時，雖缺少十時之氣壓報告，不能確定實際最低氣壓發生時間，但由其十時之東南東風，十一時已變爲北北東風之事實，可知中心確於十一時前經過其正南方。至其與恒春之距離，只能以估計得之，約在其南方八十公里。二十三日十六時，中心已在蘭嶼東北方，東經二十二點六，北緯一二一點七。由蘭嶼該時氣壓爲 994.3mb 風向 270° 可察知之，由此二比較可靠之中心位置，計算該時期之平均速度爲每時十八海里。



第十二圖　45年4月23日　颱風經過恒春時溫度氣壓變化圖

降雨情況：此次颱風，正值中南部需雨孔殷時間，故其降雨情形，至爲各方人士所關切，茲就二十二日與二十三日降雨紀錄（如第一表），繪成雨量分佈圖，二十二日全日雨量（如第十三圖）以恒春之 300mm 爲最多，二十三日（如第十四圖）以大武之 200mm 爲最多，整個颱風期間合計雨量（如第十五圖）以大武之 390mm 爲最多（如第一表）。本省降雨最多地區，爲東南沿海，此種原因一方乃由於該區最接近颱風中心路徑，復受地形影響而造成，再者此颱風雨區分佈頗不均勻，例如恒春於颱風最低氣壓將至之前廿四小時，即已開始降雨，而當其經過以後，



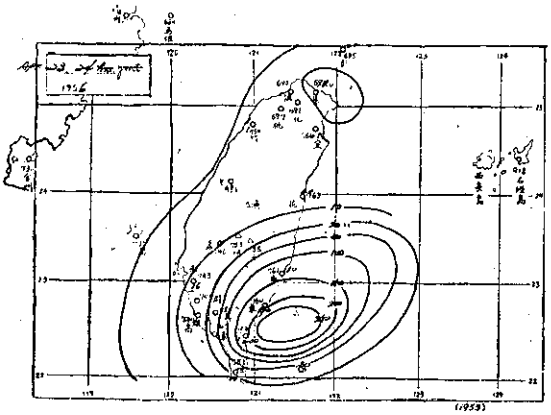
第十三圖　45年4月22日　全日雨量分佈圖

第一表　　賽洛瑪颱風期間雨量統計表

地名 / 日期	淡水	臺北	基隆	彭佳嶼	澎湖	臺南	高雄	臺中	恒春	阿里山	大武	新竹	臺東	新港	關嶼	花蓮	宜蘭	日月潭
22	0	微	0	0	0	24	38	微	300	0.2	190	0.2	100	40	60	微	0	0
23	0	0.1	18	2	0	16	13	0.3	23	6	200	1	190	130	30	4	0.2	0
總計	0	0.1	18	2	0	40	51	0.3	323	6.2	390	1.2	290	170	90	4	0.2	0

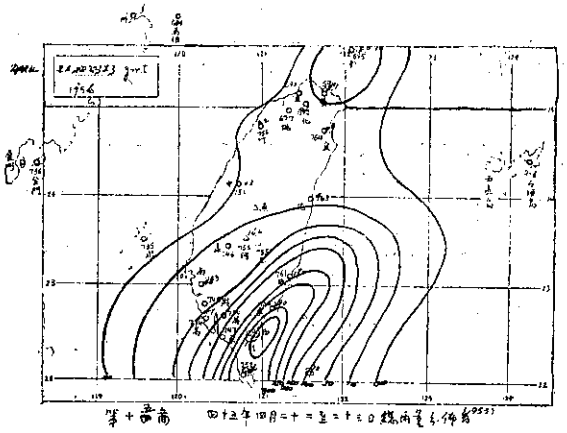
僅四小時，降雨即形終止，臺東降雨，則均在最低氣壓出現以前。其他各地，亦均有類此現象，如能事先獲得此項資料，對於警報之發佈，以及洪水之預防，當有莫大之裨益。

暴風範圍：此次颱風影響所及各地，根據逐時紀錄，風速最强者爲恒春與臺東，恒春自二十二日二十二時，風速增至每時三十海里，二十三日九與十二時，達每時四十海里，十七時以後，即減至每時三十海里以下，臺東强風時期較短，僅二十三日五至十三時風速達每時二十五海里以上。其間最大風速爲每時四十海里，見於十一時與十三時。有紀錄之其他各地，風速均在每時二十海里以下。



第十四圖　45年4月23日　全日雨量分佈圖

賽洛瑪颱風對臺灣之影響：由以上諸節可知此次颱風，東南部雨量雖甚豐富，風勢並非特殊勁强，故造成之災害，泰半由於洪水，根據報端報導，東線鐵路初鹿與稻蓋間沖毀路基一段，不久即修復。高雄臺東間曾被沖毀公路路基多處，臺東之水利圳壩，亦多處毀壞，蒙受損害。但南部農田作物，則普獲甘霖，旱象全消，農民額手稱慶，受惠實屬良多，豐收可卜，故此次颱風，損害尚稱輕微。



第十五圖　45年4月22至23日　總雨量分佈圖

四、賽洛瑪颱風研判結果檢討

本中心對於此次颱風侵襲，能事先密切注意，在其轉向以前，已能提高警覺，研判其動向，決定臺灣將受其影響，而與其他氣象單位，通力合作，使軍民間均能妥爲防範，彌減災害，但對其轉向後之速度，則估計較低，預計恒春最低氣壓將在下午發生，實際則提前於中午發生，且其中心較預期之位置偏南，檢討此種偏差，主要者由於第二次會議決定之位置，過於偏向西南，該時颱風中心位於海洋，既無飛機偵察報告，又乏船舶或其他測站報告，可資參考，只能根據少數外圍紀錄，以內插法求其位置，故失之於準確，爲補救上項缺點，除本中心人員應更黽勉從事外，最好能在本省南端，加設雷達觀測站，當颱風接近本省時，精確測定其位置，及雨量分佈概況，則對颱風之判斷當能更爲精密，而預報之準確性，亦可爲之提高矣。

VOLUME 2, NUMBER 2. JUNE 1956

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. Further Study on Upper Air Current Over Taiwan
.....Y. H. Wei.....(1)

2. Verification of Weather Forecasting.....P. K. Wan.....(8)

3. Introduction to Vorticity Equation.....M. T. Hsu.....(13)

4. Basic Theory on Numerical Forecasting.....S. I. Liao.....(21)

5. Report on Typhoon "Thelma"
.....Weather Forecasting and Research. Center.....(59)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China

目　　錄

氣象與漁業……鄭　子　政……(1)

近代長期天氣預報……魏　元　恆……(5)

臺灣的幾種氣團霧……戚　啓　勳……(15)

客觀預報技術之最近發展……萬　寶　康……(25)

臺灣之雷雨……黃　光　表……(32)

美國颶風研究計劃之目標及設計……一　凡　譯……(35)

各國研究數值預報現況……林紹豪譯……(40)

第一屆國際極年之創世紀……徐學洛譯……(43)

颱風報告(二)：萬達颱風……(46)

颱風報告(三)：黛納颱風……(55)

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討。不論創作或譯述均所歡迎。

二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。

三、稿件請註明作者眞實姓名住址及服務機關，但發表時得用筆名。

四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。

五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。

六、惠稿請用稿紙，繕寫清楚，並加標點。

七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改者請聲明。

八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。

九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。

十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字暫按三拾元至五十元計算。

十一、惠稿文責自負。

十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號氣象中心收。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，惟爲配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月，月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

氣象學報訂購辦法

一、本學報係限閱性質，以贈送各有關氣象單位團體，促進氣象學術之研究爲目的。

二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，當按址寄送所需之學報。

三、本學報每期暫收成本費新臺幣伍元，郵票十足通用。

論述

氣象與漁業

鄭子政

本文於四十五年八月廿三日在淡水臺灣省農林廳漁管處遠洋漁船人員訓練班講演

一、氣象與漁殖的盛衰

世界上的生物以魚類所受氣象的影響比較最爲淺鮮，以在深海中生存的動物而論，也許如此。但大多數魚類的繁殖地區都在大陸沿海附近數百哩的淺坡地帶。這些魚類的棲息與活動，仍然是不能不與氣象變化有聲息相應的關係。至於養殖的魚類所受氣象變化的影響，更屬顯然！在强烈暴風括起時候，於淺塘或池沼中不僅帶起水面的落葉與掀起湖面的水花。有時竟能將一些小動物如小魚蝌蚪與青蛙之類攜入空中。在氣象紀錄中曾有一段小龜自天空降落的故事(一)。這小龜自地面池沼內捲入空中，再加上一層冰的外衣，形爲一顆冰雹的核心，然後降落地面。至於傳說的『蟾蜍雨』與『魚雨』之類，此則不免近屬於誇張之辭。史載有『天雨血』之說，這是一種紅色海藻的胞子，隨風雨飄落地面，生長迅速，沼濕地面頓成紅色，因有『血雨』之說。又在熱帶或副熱帶地區偶有强勁寒潮侵臨，無數池沼與淺海中魚類因受暴寒襲擊而入昏迷狀態或至死亡。但水溫或仍在冰點溫度數度以上。這種魚類的寒災，實不僅限於熱帶與副熱帶地區，在大西洋沿岸北至紐英倫一帶於强烈寒潮發生時亦有魚類寒災的現象。南非洲亦有之。分析此種魚類的寒災或由海洋寒流的影響更有甚於氣溫的急降。民國六年二月二日至四日寒潮侵入大西洋南岸墨西哥灣佛羅立達一帶，大部貝類及部份小魚蒙受災害。這次水溫的降低是由於水面與寒冷空氣直接的接觸。此次寒潮中在佛羅立達海峽中冀慧士島（Key West）上於二月二日夜測得最低氣溫華氏四三·五度(攝氏六·四度)。又在光緒十二年冀慧士地方曾測得最低氣溫華氏四一度(攝氏五度)。在此寒潮中無數魚類遭受凍災。在魚類寒災中群棲魚類比較單棲魚類受災爲輕，因群棲魚群常隨水溫變化而遷徙適溫地區。在瑞達開（Cedar Keys）地方此次寒災中魚類多屬二三英寸長度的小魚及蝦蟹之類。但在淡泊（Tempa）附近則有鯔火魚 Mullet Grunt及Jack-fish 之類。更向南部冀慧士地方鄰近則於海灘所遺留窒息的魚類有鮫與（Barra Cuda），尚有一頭章魚及無數的介貝之類，可能尚有甚多魚類遭受凍傷，因於水溫轉暖時而復蘇。(二)美國漁業管理局唐建薺（Danglade）稱寒潮並非絕對的對於水產有害。據云在一次寒潮經過以後，於瑞達開及英吉利港（Port Inglis）二處牡蠣繁殖場的病菌全部消殺，而牡蠣所受的影響甚小。在大雪之後，湖沼河澤中的魚類亦能遭受同樣低溫的傷害。內陸小的湖沼河澤在經久旱之後，常能使之乾涸，而養殖或天然繁殖的魚類因之遭受嚴重災害。此皆爲顯然天氣演變直接影響及於漁業的事實。地面高山深谷承接空中下降雨水，滙成江河冲瀉而下，朝宗於海。這下降雨水的多寡，沖瀉到海裏時亦足以影響到沿海魚類的繁殖，而產生若干漁殖上有興味的問題。英國農業水產部魚殖實驗場（Fisheries Laboratory）(三) 賈魯直（J. N Carruthers）博士曾以七年時間測量得杜芙海峽（Dover Straits）海流的流速平均約爲每日三·三英里自英吉利海峽流入北海。其日平均流速則在三·八至二·九英里之間。這水流有顯然的季節變化。大體而言，最高點見於秋季而最低見於春季。在海流强盛時期在海峽中發生强勁的西南風而在北海上則有强盛的南風。於氣壓分佈上於英倫三島的西北面每爲一低氣壓。此時海峽中向東北流絕端最高流速可達每日二十哩。於杜芙海峽中亦平均可達每日十二哩。此海峽中如此旺盛的東北海流，顯然乃由於强勁西南風信的壓迫。據賈魯直博士稱此經過海峽的流量實有直接的影響於大西洋及自西而與繞蘇格蘭北岸洋流的强弱攸關。至於海流與漁殖上的關係，則因重要的食魚，所產的魚卵與幼魚均浮游於水面受海流的携帶而漂流繁殖。海流流向的改變常能影響及於準常魚場分佈的地區。較大的魚類其飼養與產卵每受海流的指示。若干魚類常逆流游至上游產卵而魚卵與幼魚則隨流而分佈於下游。雖然鮸（Haddock）產卵常在海底一定處所，但其浮現的幼魚仍受海流漂移的影響。荷蘭與德國沿海皆爲比目魚幼魚養育的地區，在北海大部的比目魚卵及鮭卵都集結於英倫海峽的出口。可能在另一時期，海流自北海流入海峽，因此這些魚類產卵的深度與海流的性質便形爲孵卵繁殖盛衰的條件。賈魯直稱在冬季孵卵期最適幼魚繁殖環境即爲杜芙海峽年平均海流的流向。在此時期的風信亦屬支持這些魚卵與幼魚群游向北海的南部而可豫測魚卵繁殖的狀態。若是風信相反，即可能獲致相反的結果。另一現象則爲在北海中鯡魚盛產時則鰲魚（Herring）往往減產，反之鰲魚盛產時則鮸產量減少。考其原因則由於鰲魚孵卵時期早於鰲魚約有六個月光景。據賈魯直的論點則稱由於杜芙海峽海流的遲延，而使北海中部與北部海流產生變化的結果。此外氣象的因素如日光，風與雨量均可能爲鰲魚魚場盛衰變動的因

素。而這些氣象的因素均受制於氣壓的分布，而操從整個英倫三島與東北太西洋大氣環流的運行。以氣象綜合因子與鱈魚繁殖的數量所求得的相關係數達正 〇·八八，在鱈魚繁盛之年常在春季東北風盛的時期。由此可見，風信變動與魚殖盛衰相互的關係。

二、氣溫、水溫與海水比重對於漁穫量的關係

氣溫、水溫與海水比重的測量及其對於漁穫量的關係，日人在中國沿海一帶曾作許多的研究。惜因資料鮮少，僅能作零星片段的引述。據島村鼎論鰹漁穫量與海水比重的關係(四)。日本鰹魚漁場在長崎縣附近，其作業期間在每年七月至十月間其後漁場繼續擴大至富江港，鹿兒島及濟州島一帶，而在對馬海峽一帶尤爲海中無窮藏的寶庫。島村鼎以一艘平均漁穫量在七月至十月間與於大瀨崎每五日觀測平均水溫與比重之關係，求得其相關係數，因知前年之平均比重與翌年漁穫有負的相關係數。其所得相關係數爲負〇·八一二，其可能誤差爲〇·〇七三。換言之，某年之漁穫高時，則其前年之平均海水比重年差比小。若以前年年平均比重與翌年春季(三月至五月)之比重相比較，則得正相關係數正 〇·七七四。其可能誤差爲 〇·〇八六，又以春季平均比重與其年平均一艘漁穫量所求得之相關係數爲負〇·七八五。而其可能誤差爲〇·〇八三。又稱前年實測比重值之大小與翌年春季黑潮的消長有密切的關係。漁場之變遷不僅隨洋流與水溫的影響，且與魚群的飼物亦有相應的關係(五)。沿岸海棲動物浮游性幼體，其分布可從岸水影響之强弱加以推測。在黑潮主流較强之處則幼體數量多，而在冷水流之南則幼體數量少。津幡文隆(六)觀測南氷洋捕鯨場之浮游生物，亦屬類似。大洋漁業株式會社於一九四九年十二月十九日至一九五〇年三月十六日間所出發的南氷洋捕鯨隊，其捕鯨範圍在南緯六十二度半至六十九度半，東徑一三一度二〇分至西徑一六二度十八分間的海區。據在一二月間南氷洋暖季觀測所得浮游生物以在漁場中央爲最富，漁場的左右（東西）次之，以在漁場的上下（南北）爲少。再調查不同鯨類的分布，於一種鯨類 (Dactyliosolen Antarcticus) 多處，則爲另一種鯨類 (Rhizosolenia Obtusa) 少處。由當時水溫分布觀測結果，乃知於西徑一六二度以西有暖水區的存在。而在其東則有冷水區的存在。前一種鯨類 (Antarcticus) 則多生長在暖水區域而後一種鯨類 (Obtusa) 則多生長在冷水區域。各種魚場的分布顯見其與洋流及水溫有連鎖的關係。

臺灣近海海洋氣象與魚產的調查(七)，於日據時期曾以基隆爲中心，東至西表島(在石垣島鄰近)，西至東犬島爲一線。蘇澳與那國島（在西表島之西）爲一線。又以澎湖島爲中心，東南聯高雄，西北接金門島爲一線。再由高雄南接小琉球嶼而直航至北緯二十度爲一線。南北之間更聯結若干短程航線。以測驗海洋與漁場的關係。就當時所測得的結果，論氣溫與水溫的關係，在臺灣近海海面各月水溫分佈顯然受季風之影響，於臺灣北部較之南部爲甚。以全年而論，氣溫與水溫之變動有大體一致的傾向，在氣溫增高時海面水溫亦隨之，反之亦然。足見海面水溫實受一部份氣溫接觸傳導的影響。因海水發生潛熱作用，水溫的季節變化較小，以臺灣附近的離島，更覺顯然。茲將臺灣附近幾處氣溫與水溫觀測紀錄列表以資比較如下：

(一) 臺灣近海各月水溫與氣溫比較表

地名	月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
彭佳嶼	水溫	21.0	19.0	19.9	23.0	23.0	26.2	27.3	27.2	26.7	24.0	22.7	21.7	23.5
	氣溫	14.9	14.8	16.5	19.5	22.7	25.4	27.2	27.0	25.8	22.8	19.9	16.7	21.1
	較差	+ 6.1	+ 4.2	+ 3.4	+ 3.5	+ 0.3	+ 0.8	+ 0.3	0.0	+ 0.9	+ 1.2	+ 2.8	+ 5.0	+ 2.4
西表島基隆間	水溫	22.0	21.7	22.7	23.6	24.0	25.3	26.0	25.8	25.8	25.1	23.5	22.0	24.2
鵝鑾鼻	水溫	21.3	21.5	22.7	26.3	27.9	29.4	29.1	28.5	29.0	28.4	25.1	23.9	26.1
	氣溫	19.2	20.1	21.7	22.3	26.8	28.3	28.6	28.3	28.1	26.5	23.6	21.2	24.8
	較差	+ 2.1	+ 1.4	+ 1.0	+ 4.0	+ 1.1	+ 1.1	+ 0.5	+ 0.2	+ 0.9	+ 1.9	+ 1.5	+ 2.7	+ 1.3
綠島	水溫	21.1	21.6	22.3	25.4	26.6	30.0	28.9	28.8	28.9	28.1	24.8	21.5	25.7
	氣溫	19.3	20.9	22.4	26.6	29.1	32.2	31.2	30.8	29.6	27.5	21.3	20.9	26.0
	較差	+ 1.8	+ 0.7	− 0.1	− 1.2	− 2.5	− 2.2	− 2.3	− 2.0	− 0.7	+ 0.6	+ 3.5	+ 0.6	− 0.3
東犬島基隆間	水溫	16.1	17.0	19.7	21.7	24.4	−	26.8	26.1	26.3	23.8	21.2	19.2	23.2
	較差	+ 5.9	+ 4.7	+ 3.0	+ 1.9	− 0.4	−	− 0.8	− 0.3	− 0.5	+ 1.3	+ 2.3	+ 2.8	+ 1.0

（二）東犬島基隆石垣島氣溫各月比較表

地名＼月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均
東犬	9.5	9.2	11.4	16.0	20.5	24.3	26.7	26.9	25.6	21.6	17.5	13.4	18.6
基隆	15.6	15.2	16.8	20.2	23.6	26.3	28.0	27.9	26.4	23.4	20.3	17.3	21.7
石垣島	18.0	17.9	19.6	22.4	24.9	27.3	28.3	28.1	27.0	24.7	22.0	19.4	23.3

由（一）表觀察各地年平均水溫均較氣溫爲高。水溫與氣溫的較差以在冬季較大，而在夏季較小。更以臺灣北部與南部比較，其差值以在北部較大，而南部較小。彭佳嶼在一月之較差達攝氏六度，七月僅差 〇·一度。鷺鷥鼻一月較差有 二·一度，七月則僅有 〇·五度。綠島水溫與氣溫之較差，在一月水溫高於氣溫達攝氏 一·八度，但在七月則水溫低於氣溫達 二·三度。以綠島言，自三月至九月水溫均低於氣溫。顯見受海陸氣壓分佈形態之影響，在海上高氣壓或陸上高氣壓發展時，均可能使水溫與氣溫之較差增大，而使水溫所受氣溫之影響，愈加顯著。更以基隆與西表島間之水溫與基隆與東犬島間之水溫相比較，在一月間福建沿海一帶之水溫，低於西表島附近達六度。但在七月間於福建沿海一帶水溫轉高於西表島附近達 〇·八度。表示在福建沿海東犬一帶受冬季寒潮之影響，非常明顯。而於一月而東犬島至西表島間形成較大之溫度差。 以東犬與基隆年平均各有氣溫相比較，就表(二)審察氣溫分佈與水溫分佈之形勢顯然有相應相生之象。自東犬島徑基隆至石垣島一線上之氣溫，自西至東以次遞增，而在大陸沿岸一帶之氣溫坡度，尤顯急增。至於臺灣北部近海水溫垂直的分佈，以西表島線較稍向南面之蘇澳線之垂直溫度差爲大。以西表島線於冬季表面水溫與五十公尺深度之水溫度差其平均差值尚不達半度，但自五十公尺至一百公尺間的水溫差值則可在一度至三度左右。於夏季表面水溫與五十公尺深度之水溫相差達二度或三度。若以表面一百公尺深度水溫相比，其溫度比差可達六度至七度。各月垂直分佈之情形可參照附表(三)。

（三）西表島線與蘇澳線垂直平均水溫分布（1918--26）

深度(米)＼月份		一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
西表島線	0	22.7	22.3	21.7	22.4	25.4	26.0	27.7	28.4	28.0	27.5	25.2	23.6
	25	22.6	22.1	21.5	22.2	24.6	25.2	26.6	27.2	27.2	26.6	25.0	23.5
	50	22.4	21.6	21.1	21.7	23.7	24.2	24.8	26.3	26.3	25.7	24.7	23.2
	100	21.5	20.8	19.8	20.5	21.4	21.5	21.2	22.5	22.5	22.8	23.0	21.6
	平均	22.3	21.7	21.0	21.7	23.8	24.2	25.1	26.0	26.0	25.6	24.5	23.0
蘇澳線	0	23.4	23.0	22.2	—	26.3	27.1	28.0	28.2	28.3	27.6	25.8	24.6
	25	22.9	22.5	21.8	—	25.4	26.1	26.9	28.6	27.4	27.1	25.5	24.3
	50	22.6	22.0	21.4	—	24.6	24.8	25.0	26.3	26.2	26.2	25.1	24.0
	100	21.0	21.0	20.2	—	22.7	22.2	22.2	23.2	23.5	22.7	23.3	22.0
	平均	22.5	22.1	21.4	—	24.8	25.1	25.5	26.6	26.4	25.6	24.9	23.7

海水比重與降雨量之關係殆形爲反比例，證之彭佳嶼，鷺鷥鼻與石垣島一帶，大抵均屬如此。但海水比重與水溫之關係則形爲正比例。至於水溫及雨量對於海水比重季節變化之關係，於茲姑不加深論，由於水溫高處區域，海水鹽度急減。各種魚類活動之漁場對於水溫與比重之關係，在各地區雖尚未能完全明瞭。但各類漁場之變遷與生活環境間之關係，自屬不可分離。在西表島與東犬島間之基隆以東海面，三月始漸見鰹群洄游，四月中間在二十六度以上成爲鰹漁期。七八月間表面水溫高達二十八度以上，至十一月水溫下降至二十六度以下鰹漁漁場即告終結。海水之水溫分佈隨季節變化，因而各種漁類亦基於生活環境之需要不同，漁場亦隨之遷徙。南部之鮪漁場大抵在於冬季，至三四月以後鮪魚即告枯漁。鮪魚之活躍場大致在高雄之南南西五六十浬海區而其棲息地帶則在高雄南南西一百二十五浬附近。由水溫比重分布亦可以概窺其屬於暖流系統。暖流自琉球嶼一帶折廻擴沖至北緯二十二度以南，漁場形成爲一高水溫海區地帶。於十一月中好鮪漁場在水溫二十六度以上之地區。此皆爲漁場分佈與水溫分佈有密切相關之一例。

三、氣象與漁業發展前途

漁業的發展必須求漁船數量的增多。若無漁船即無法捕魚。據方治平先生調查臺灣歷年漁船統計(八)，以民國四十一年而論，動力漁船艘數達一、七七九艘，無動力漁船艘數二一、九〇三艘，其中木船有七、四九四艘，尚有竹筏數達一四、四〇九隻。從漁船艘數分析，有動力漁船艘數約爲無動力漁艘數十二分之一，而竹筏數目又約爲本船艘數的一倍。顯見目前臺灣漁業仍以沿海漁業爲主。查民國四十一年漁穫量統計，遠洋漁業爲一八、五一四公噸，近海漁業爲二九、六九五公噸，沿海漁業爲四三、九〇九公噸。養殖業爲二九、五八〇公噸。因之當前欲求漁穫量增加，須在開闢漁場，充實漁源，並注意於水產實驗，加强水產與海洋氣象的研究，以明白魚類繁殖及活動的場所。俾能使平均每艘漁穫量增多。再作每週的漁況預測以增捕漁的效率。若以開發遠洋漁業而論則氣象與漁業的關係更屬密切。自十九世紀初期以來已近百五十年，因捕鯨業的鼓勵與發展而推至南極探險，以開發人類二十世紀之新大陸。由於南氷洋捕鯨工作的艱險。南氷洋的氣候與航道資料及捕鯨船隻的位置至今世界各國仍視爲珍貴的機密，不輕予洩露。一九五二年南氷洋鯨油之產量爲四十萬八千噸，每噸鯨油價值平均約二四四美元，韓戰時最高每噸鯨油價值每噸四八〇美元之多。其最高總值可達二億五千萬美元。其次論漁業的發達須首注意於漁船航行上及漁港泊停的安全問題。『凡事豫則立，不豫則廢』。漁筏與漁船在沿海撈漁，常在晨昏出發，旁晚返棹，這就是漁人運用陸風與海風的利便。蘇東坡詩：『三時已斷黃梅雨，萬里初來泊棹風』之句，在古代無動力船隻時，季風對於航行上亦有很多的幫忙。至於夏間的北太平洋西部颱風對於航行船隻的危害是很顯著的。漁船必須裝置通信設備，守聽颱風動向及位置，乃得知所趨避，以達到漁航上的安全。若在面對颱風來向時，於其左半之二個象限均屬於危害航行之區域，而以其右半後方之象限爲航行較安全的區域。颱風之來，如能及時趨避，常不足以爲航行的危害，倘貿然不知而駛入颱風區域範圍以內，則漁船安全可慮。冬季在季風强勁時候海上風力，亦能達蒲氏風級表七級以上亦漁航上值得留意的一回事。漁港的建築亦須注意到氣象的關係。張劭曾論漁港的建築(九)須注意到季候風的方向，港口的方向宜直向最多最强之風向而開，使漁船進港時能順浪而入，在出港時能頂浪而出。但漁船出入漁港最怕受橫波襲擊，在港口與恒風方向採直角而設時，其波浪易於侵入港內。欲避免此種缺點，可將位於上風之防波堤特別加長。使漁船繞防波堤之頭部而進，其波浪較小，進港亦便。民國三十八年六月二十日颱風襲擊日本油津港，其內港停泊的許多漁船互相衝擊而沉破者甚多，且有二千七百噸之大船一艘，亦因此次風浪而流失。總之，我們在當前圖謀漁航上的安全，及漁穫量的增多與國家漁業上的新發展，這海洋氣象與漁業的研究是我們必須努力謀求解答的課題。(完)

參　考　文　獻

(一) Monthly Weather Review, 1905 page 322

(二) Monthly Weather Review, 1917 p. 171-2

(三) Fishery Investigations, Series II, Vol. XIV, No. 4. 1935. H. M. S. O. or. See E. L. Hawke: Weather and Fisheries. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Vol. 62 No. 263 pp. 147-9.

(四) 島村鼎：鰹漁穫量與海水比重之關係　見海與空7卷12號196頁。

(五) 海洋報告：5卷1號第39頁。

(六) 津幡文隆：南氷洋捕漁場之浮游生物　見海洋報告1卷4號5至10頁。

(七) 臺灣總督府殖產局：臺灣近海海洋調查報第1報至第6報。

(八) 方治平：漁船與漁源　見漁友第16期第9頁。

(九) 張劭曾：漁港與氣象　見漁友第15期第16頁。

近代長期天氣預報

魏元恆

氣象學在應用方面，所俱國防與經濟價值，由於最近短短三十年內，發生了兩次世界大戰，在在顯示出「天氣」影響到一國的勝負與隆替。希特拉在拿破侖之後的一百三十年，同樣被俄國的寒冬所擊敗。拿破侖在滑鐵盧，因一夜大雨而敗於英；希特拉幾在同地，對英倫海峽的雨季，估計過高，使盟國諸曼底登陸成功，德國就此崩潰瓦解。凡此證實天氣威力之大，及長期天氣預報在軍事上需要之迫切。

長期天氣預報，需要高深之技術，與豐富之經驗，以及完善之設備。長期預報之方法，約可分爲三類：(一)統計法；(二)相似式類型法；(三)理論法。

統計法，係尋求氣象要素間，相互變化之關連。例如某地氣壓，雨量，或溫度等，與天氣之關係。此種相關之理論解釋，有時可獲得，有的或不可能。在此方面之研究，著名學者計有：G. P. Wadsworth； L. Weickman 諸氏。相似式類型法；係研究現在廣大範圍天氣之形勢，尋求其與過去相似者；若各方面均甚相似，則未來數日天氣之演變，亦必與過去相似。此法難處，在主體方面（地面圖），與高空圖，甚難找出現在與過去完全相似之情形；並且相似之情形，連續至一天以上者，實際上甚少，故預報方面，甚少採用此法。「類型法」與相似法不同處，爲將連續之天氣情況分類，而非個別直接尋其相似。此法用處較多，因廣大範圍之天氣態勢，係循週期性演變者，其技巧處，爲尋出週期變化之開始，及何種新變化週期之來臨。在此方面，近代著名學者有：R. D. Elliott；F. Baur 及 B. P. Multanovsky 諸氏。

理論法，大多與今日短時預報法相似；惟對於世界大範圍天氣態勢，研究較深刻。諸如大氣中長波移行及發展諸因素，利用統計法，求出大氣環流態勢與天氣之關係，但不用無理論根據純統計相關之方法。

本文所擬討論者，爲美氣象局今日所從事之最新長期預報法，爲理論與經驗相結合之方法，其從事之步驟約爲：

①距平(Anomaly)：計有地面及高空各種距平圖。

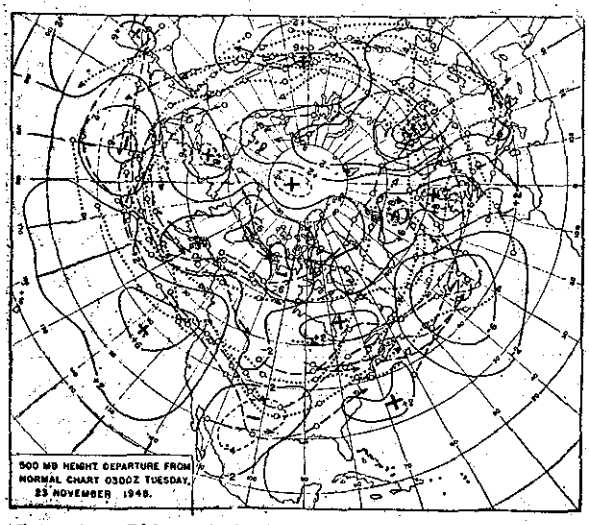
②時間平均(Time mean)：如五日平均圖，趨勢圖等。

③空間平均(Space mean)：計有一次(Single)空間平均圖，二次(Double)空間平均圖，以及更多次圖。

茲依照近代長期天氣預報發展之過程，分述如下文。

(I) 變壓及距平預報法

1944年，美氣象家米謝爾 (Mitchells) 氏，開創七日天氣預報，首假定，溫帶西風帶內的天氣變化，有六日週期性。熱帶氣團到達高緯度，趨於停留，影響大範圍內，長時間的大氣環流，最基本之預報工具，爲地面天氣圖與 500mb 天氣圖；對於兩圖上變壓中心之移動，特爲重視。



圖一 標準500mb高度距平圖及變壓中心移動路徑。(斷線示降中心點線示升中心，在 500mb 圖上之移動)

完成每日 0300Z 北半球，500mb 圖之後，再繪製另一種補助圖，包括三種要素：①圖上每測站之「距平值」及其等值線，換言之即等距平線。② 500mb 圖，24小時內，每點之變差（每測站，24小時內，溫度變差，亦需填入）。③地面及 500mb 圖上，每日24小時正負變壓中心，在一週內移動之路徑，亦需繪出。其例示如圖一，由此圖。推測米來七日之變化，爲長期天氣預報之基本。米謝爾以 500mb 圖上之變壓中心，決定未來七日變壓中心之位置，並籍以確定 500mb 圖上，距平正負中心之位置，例如一距平「負」區，常位於變壓「負中心」(Katallabaric center) 以西5°經度。一距平

正區常位於其相關變壓中心之西，約 15°—20° 經度。高空圖上變壓中心之預測位置，亦用以決定地面天氣圖上各高低氣壓中心之位置。因之此種長期預報法，其正確性惟賴 500mb 圖變壓中心，及距平中心兩者而定，而預測此兩種要素之道，則可分爲二種步趨：①預測變壓中心之經度，②預測變壓中心之緯度，其詳略述如下：

①在 500mb 七日預報圖上，求變壓中心，及「高度距平」(Height Anomaly)之經度位置預測法爲：

(a) 若一變壓中心，本日在西風帶內；另一符號相同之變壓中心，七日之後將位於其東方10°至15°經度（一日之移動距離）之位置。

(b) 大範圍之「正距平區」，位於緯度 50°N以北，而不與副熱帶區域相連者，多能持續至七日之久。例如圖（一）所示，「正距平區」由於降「升」變壓中心之通過，强度有變弱或變强之情形，但其主要距平核心則不變。

(c) 一高緯度大範圍「正距平區」，常與一低緯度「負距平區」，位於其東方約經度 20° 者，相互關連。

(d) 若一大的「正距平區」，位於 55°N 以南，而向東北移(由過去24小時高度變化爲證)，則在七日內另一相同中心，將位於其東方15°—20°，又另一中心，將位於其北方5°至10°

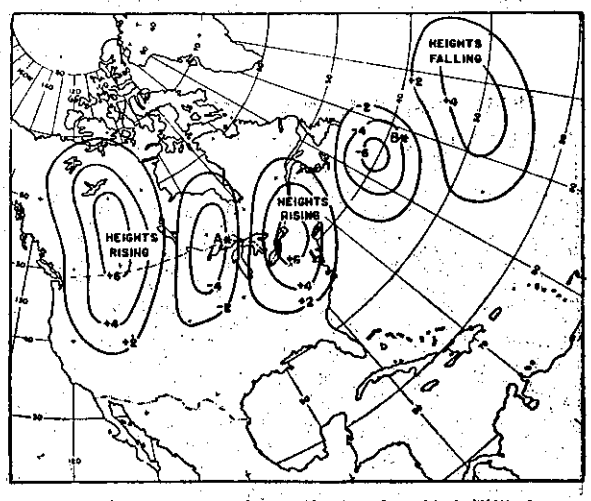
上述法則 (a)，乃爲一西風環流之「高指標」情況，主要係認爲六日天氣週期之波動。其出現爲可靠者。此六日週期與普通三日週期，在北美天氣類型分類中亦曾採用，其中(b)，(c)，(d)三法則，主要應用於「低指標」，即南北氣流天氣型者。係由於「阻塞作用」(Blocking Effect)，「低環流指標」及「波長短」等條件所形成者，由 Namias 及 Elliott 對阻塞作用之研究，發現阻塞波在高緯度富於持續性，移動遲緩，並與其東及南方冷性低氣壓相連，凡此對於上述米謝爾氏諸經驗定則，可獲得頗多證明。

②「高度距平」及「變壓中心」在 500mb 七日預報圖上，其緯度位置預測之法則：

(a) 高指標或東西氣流型，距平中心，經常位於50°N以南，七日後，亦將位於此緯度附近。若已位於50°N，亦將繼續在此緯度處。

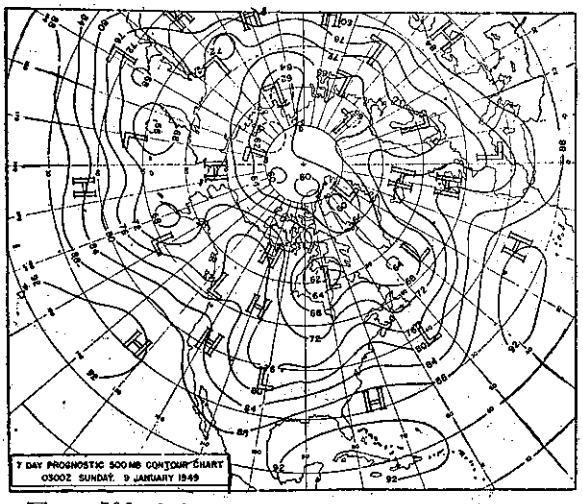
(b) 在低指標環流型距平中心之東方，爲高度(或氣壓)上升，西方爲高度下降，到七日後，在其同緯度或以北，有一連串之中心出現。反之在一距平中心之西，爲升高度，在其東爲降高度，則七日後，有一中心在較南處出現。(圖二)

米謝爾氏，預報「距平中心」及「變壓中心」：其經緯度之變化，各種經驗法則，與氣象理論方面，甚多一致，而且更便於推論，在實用方面，並可藉助500mb 高空圖上 24 小時負變壓中心，七日預測位置，以作比照。此法惟一缺點即七日預報，係根據每日外延法而作。前文已言，短時預報之外延，不可超過48小時。並且根據研究，負變壓中心約有 28% ，在七日後即不存在；因此吾人需考慮，變壓中心之分裂及消滅等條件，則米謝爾預報法，更增多困難，惟事實上，米謝爾氏用此種外延法，作爲此長時間之預報，得到甚大之成功。論者歸功於米氏超越之才能，與對天氣圖分析多年經驗所致。



圖二　米謝爾氏預測七日後距平中心緯度變化之理想圖（圖內距平中心 "A" 點將向北移動，而中心 "B" 點將向南移）

由七日預報圖上，距平數值加上標準值，即得出所預報中心數字之經度。此經度不能如地面圖上預報位置之正確。500mb 圖上之高度值，可由 500mb高度距平圖上，每個測站之「距平值」，加上「標準值」而得出。此種七日預報圖，係每日繪製。地面圖上，預測之各種系統中心，須再繪於 500mb 預測圖上，其步驟如下：高低氣壓中心應位於 500mb 圖上，氣旋與氣旋曲率最大區域之槽脊的東方，如圖三所示者，所預測之地面，高低氣壓中心之强度，常受「地形」，「季節」，以及每年特殊趨勢之改變。



圖三　500mb高空圖與同時間地面高低氣壓中心位置比較圖。

在繪製每日地面預測圖時，第一天之預測圖，係根據一般短時預報法所繪。過去三至四張地面預測圖上，各氣壓系統中心之位置，係由每日所製 500mb 七日預測圖所定者。第二天，及第三天之預測圖，爲短時預報法，與七日長期預報之過渡階段，此種過度階段之預報，爲長期預報中最困難之工作。首依短時預報法，將地面高低氣壓中心，48小時，及72小時預測之中心位置完成，再以長期預報法，所得之位置作比較，而後求得一致，繪成第二及第三天預測圖。三天以上者，即不作此比較。對於等壓線，界面，亦作預測，界面預測，乃用以求溫度，及降水距平之用。溫度預測，多屬於主觀，或經驗之作法，主要依所預測，低氣壓路徑及氣團降水。

總之500mb預測圖及其附屬要素，爲米謝爾氏預測法之基本，而地面預測圖，降水及溫度距平預測，則爲附屬要素中，由 500mb 圖所推測者。米氏方法，經美氣象局用各種方法校驗及統計，證明確有其効用。惟需甚多主觀理論與經驗，方能完成預報，乃此法惟一重要缺點。同時應用此法，必先經米氏親身指導，方能完成預報。

(II) 平均環流法

利用大氣平均環流，以作長期天氣預報，係根據理論與統計步驟，預測高空各高度氣壓分佈型態，及大氣之環流，以作長期預報。此法爲美氣象局長期天氣預報料，用以作經常發佈預報，並由美空軍氣象機構所廣播者。故此法甚爲重要。以下所述，係依據 Namias所著述，關於以此法製作長期天氣預報之要義。

製作長期預報，共分四步驟。

(a) 確定大氣環流之初步型態。

(b) 預測五日平均環流，止於第六日。

(c) 由此期間之平均天氣，以分析預測氣流之型態。

(d) 最後預測，各氣象要素，在此期間之趨勢，及其連續變化等。以上四步驟玆再詳述如下：

1. 大氣環流初步型態之確定

爲確定大氣環流均常狀態，以作長期預報，故用五日平均法，以消去大氣之小波動，此小波動，查尼(Charney) 氏，曾稱之爲「氣象雜音」(Meteorological Noise)。例如地面五日平均圖，係以十張，每日二次之天氣圖，相加而平均之。在圖上係依每隔經度，緯度各5度，交叉處之數值取而平均之。

關於平均天氣圖之應用，有兩重要意義，須予說明。由機械之平均法，得出平均天氣圖上，一地區之低氣壓中心，係由於：(a) 在此區域內，個別出現之低氣壓頻率多，故顯出於平均圖上。(b) 或由於在此地區內，低氣壓强度特大，或此兩種原因均有之。短期平均圖，在形態與意義方面，與標準圖(例如月平均圖)，均屬相似。例如五日平均圖，即顯示在此五日內之平均狀況也。

平均天氣圖，可顯示廣大範圍大氣流之遠景，故可用爲決定長期天氣現象。平均圖，對於短時天氣預報，可能並不重要，因短時預報，所注意考慮者，爲一時之大氣狀態，此對於長期預報言，則屬無足輕重者。

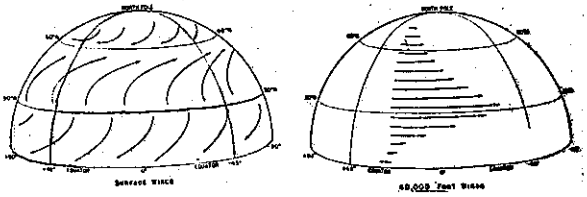
關於長期天氣預報，期限長短之選擇，乃係變動者。期限之長，須能將每日天氣不規則變動，使以排除之；但亦不可太長，使預報所要尋求的天氣演變趨勢，趨於模糊。基於某種情況，某一週期或可較另一週期爲佳，但在實際預報工作中，需要一標準週期　而五日週期，爲一適宜長度之週期。在計算平均程序方面，亦稱便利，因其包含十個每日二次值。

700mb 圖，在美國氣象局視作輔助圖。在此高度之優點爲：(a) 超出地面阻力之影響，(b) 可代表低層大氣狀態，(c) 報告資料，有充分之多，(d) 在此高度，天氣型態，比較簡單而易處理。並且實際上吾人對此高

度之槽脊，在預報方面所作之研究，亦最豐富。

圖四係表示，中緯度地面及高空氣流狀態，及其顯著之西風帶。地面風分爲「極地」與「副熱帶」東風兩個區。各風帶內之平均風速，可由氣壓差決定之，其强弱以指標（Index）表示之。

確定「熱帶」「溫帶」，「極地」之地面及 700mb 高空，大氣環流狀態共有六個環流指標。熱帶及極地兩指標，在地面多爲東風，其他四種指標，則多爲西風，指標以每秒公尺數表示之，係由地衡風公式，根據各帶間氣壓差數所計算者。熱帶係以北緯20°與35°間氣壓差，溫帶用35°與55°間氣壓差，極地用55°與70°間氣壓差計算。由於東半球氣象報告缺乏，及亞洲大陸季風影響，指標甚難計算。玆僅就西半球，經度 0°—180W，用指標法計算所得者，加以討論。

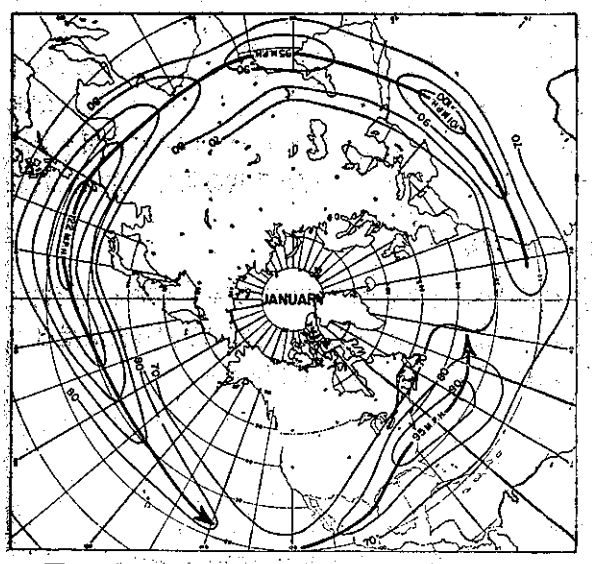


圖四　地面與高空40,000呎氣流系統圖

指標法之應用，有一定限度，因其僅可藉以預報氣流之位置及强度。因此指標僅表示，西風氣流之一般性質而已。

指標法，有時用於較小區域，頗富効用。例如僅用於北美洲，則顯示大氣環流之發展及狀態，確與此大範圍內之指標，有密切之關連。

圖四所示，標準氣流之狀態中，有一顯著現象，即南北氣流之分佈，其間有一最强之西風氣流，即所謂「噴射氣流」(Jet Stream)。噴射氣流，爲一狹窄而曲折之氣流，發生在對流頂附近，其在與空間時間方面，變化甚大，圖五乃指示一月份標準噴射氣流（粗矢線）及平均等風速線，常出現於11至14公里高度。噴射氣流之位置及强度，隨季節而變。夏季時位於最北方，勢力最弱；冬季移至最南方，勢力亦最强。

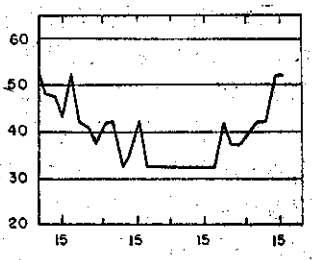


圖五　一月份北半球噴射氣流平均位置及强度圖
（出現高度約自十一至十四公里）

噴射氣流之位置及强度，有顯著之變化，圖六爲1947 年冬季，噴射氣流緯度之變化。由圖可知，在相當短之時間內，緯度即有頗大之變動。平均言之，當噴射氣流，由高緯度向低緯度移，約每日移動緯度 1° 至 2°。

噴射氣流之變化，據美氣象學家納麥斯（Namias)之研究，具有週期性，稱謂「指標週期」(Index Cycle)。此週期性與大氣環流及天氣變化有密切關係。在「指標週期」第一階段，噴射氣流，位於最北方，高緯度處（如圖七所示），高空西風環流最快，即呈所謂「高指標」環流狀態。槽與脊之波幅，均甚小，極地寒流，亦均集於高緯度。

當噴射氣流，開始擴展時，極地寒流南侵，造成低氣壓槽，於西伯利亞沿岸，及洛機山（Rocky Mts.）以東兩地，如圖七 B 所示者。指標週期第三階段，爲發展成較大波幅及强大之南北氣流。逮至第四階段，則造成與第一階段開始時，相反之狀態，達成低指標環流。此時環流，分裂爲多個對流環，冷性低氣壓在低緯度暖性高氣壓，則處於高緯度，造成南北冷暖倒置狀態，例如在中國極北地方，可較南方爲暖。



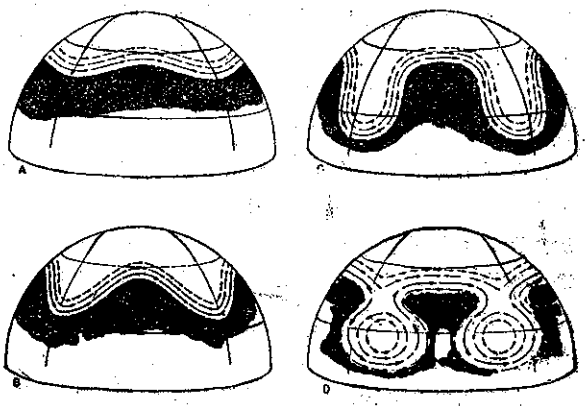
圖六　繞極噴射氣流緯度變遷圖(1947)由700mb五日平均圖所算出。範圍0°W至80W°。

各種環流指標，及氣流情況，固不能完全決定環流態勢，及連帶產生之天氣但可作爲長期預報方面，重要指針，預測環流指數，及「緯流」(Zonal Flow）分佈之情況，必須兼用統計及理論法，並藉經驗以估計各種條件，而決定天氣預測。

長期天氣趨勢，可由環流指數的週期性顯示之。此種長期天氣趨勢，與短時天氣趨勢，並均可用測噴公式

(Regression Equation) 求出。由於一地氣壓，與其標準平均值間，所顯示之系統相關性，及標準值之効用，吾人可藉對環流指標五日週期對三日半預測作正確之估計或以五日週期，作七日預測，亦可得出可靠之預測。由統計方面，對天氣趨勢可得到客觀判定。同時由經驗方面，就最近之資料，與過去平均及標準值作比較，即可得到天氣趨勢。

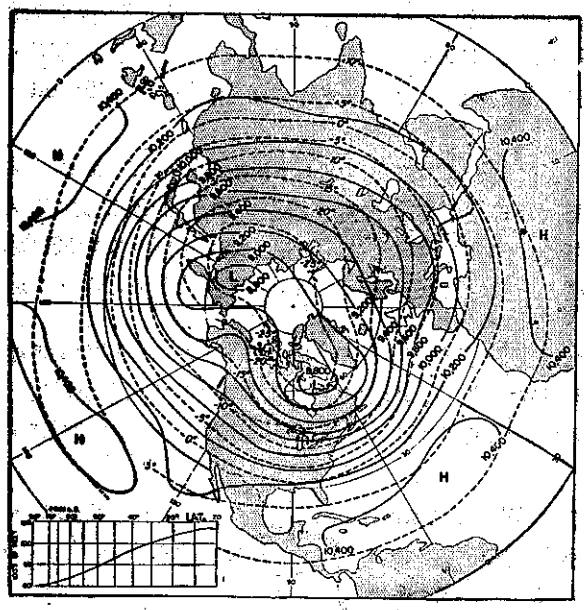
納麥斯 (Namias) 及克來普 (Clapp) 二氏，曾研究兩種性質極不相同之氣流，在「合流」(Confluence) 時，其勢力將增强之現象。吾人應注意，「合流」存在之位置，並預測其態勢之發展，及其對預測期間，所發生之影響。當NW風，在高緯度的高壓脊東邊，與位其南方低緯度的槽之 SW 風相遇時，易造成兩氣流間(NW風與SW風) 之「合流」。



圖七　環流指標週期四階段圖。(A)爲高指標；(B)示爲初變；(C)爲深度；(D)爲低指標。

阻塞波 (Blocking Waves) 之移動，與適於產生阻塞因子，其共同出現之情況，吾人應多加注意。曾經發現在「緯流指標」減低時，常爲將發生阻塞之先。由於阻塞波，向西進行，西風減弱，逐漸向上游進展；同時在下游，因「阻塞」作用部分消失，緯流指標 (自35°N至55°N)，則逐漸恢復其勢力。

此外對於預測指標，較次要之原則，爲研究整個半球，氣壓變化之形勢。有時一連串氣壓突變，出現於氣壓變化曲線上，此突變，並顯示係由極地向赤道，作有規率之移動，由赤道向極地之移動亦然。當此種氣壓變化確立後，在經驗方面，可有助於預報之指示。



圖八　一月份高空700mb標準平均圖

2. 平均環流之預測

a. 平均環流之理論預測法：由標準高空圖，與五日平均高空圖，均顯示高空繞極地西風，呈波浪狀 (圖八)。在此西風內之「長波」(Long Wave)生成原因，經多數學者研究，認爲在理論方面，係由於地球上，海陸分佈差異所致。在經驗方面，並發現此種「長波」，係連續向東或向西移動，同時「幅度」(Amplitude) 在變化中，有者消滅，有者在生成的過程中。

圖九示西風帶之「長波」，在北半球由西向東移動，其簡要態式圖，在亞洲東方沿海附近，有低氣壓槽，冬季時，係因西伯利冷氣團與日本一帶暖氣團，相互衝擊所造成，爲西風波動之發源，導致連續波動，向東方下游傳播。

西風帶之波動，生成「槽」與「脊」，對於天氣，有重要影響。低氣壓槽後部之NW風，將冷空氣向南方傳播而槽之前部，將暖空氣向北傳播。由於冷暖兩種氣團相互輻合之結果，造成極强之「界面」(Front)，以及溫帶風暴等。

羅斯比 (Rossby) 氏，根據「渦旋說」(Vorticity Theorem)，作簡化之假定，得到西風波之速度，係因緯度西風速度，及其波長而變化者。其公式如下：

$$C=U-\frac{\beta L^2}{4\pi^2}$$

式內C＝波速，U＝西風之强度，L＝波長，β＝地球偏向力。尚有其他學者，如 Haurwitz 等。曾將上式

更加簡化，予以應用，並由上式可推知，西風速度廣大（高環流指標），波長短時，則波速增大，即波向東迅速移行。若波長大，西風速度小（低環流指標），則波速變小，即波向東緩移，或向西倒退。

在實用方面，度量波長，係由一低氣壓槽，至鄰近上游，同緯度另一低壓槽之距離計算之。若此波型，近於對稱時，亦可量至鄰近，上游同緯度之高氣壓脊之距離，然後二倍之。一般情形波型多係對稱者，在決定波長時，可依公式，就上游之「槽」或「脊」，作適當有効之判斷而度量之。

在五日平均天氣圖10,000呎高度，所測得之波速，與羅斯比氏公式，計算之值，甚爲吻合。由於「非輻散層」(Non-Divergence)，常高於10,000呎，故向東移之速度，需加以修正。此可作成公式，依緯度及季節，而得出所需不同之修正量。理論公式，作如此修正後，可得出「波」之運動正確之值。羅氏公式，經 Cressman實用於每日天氣圖上，亦甚成功。其西風速度(U)，係取自接近「非輻散層」600mb 高度者。

圖九　低指標環流高空西風波動圖
（粗線示發生之極面圖）

「波長」與「槽」之移動，其相關之程度，曾實際加以研究，並製成公式及圖表，依35°，45°，55°各不同緯度，以應用於預報。其在不同地區，因地形及「力場」(Solenoid Field) 之各異，則需另製圖表；實用方面，此種關連，係用以估計，在最後五日平均圖上，一星期由槽之移動；並且亦用以估計，在「趨勢圖」(Trend Map) 上，半星期之移動。

當天氣圖形勢偶發生整個大變動時，「波長」之作用，可能歸於無效。此種變動，常出現於「槽」在生成與消滅之過程中，例如兩個槽之距離，發展至與「滯留波長」相等時（此時在下游之「槽」，移動爲零），若再繼續加長，則兩槽距離增長之勢，發生相反作用，而引起「調整」(Adjustment) 現象。故「波長」過度延展。兩槽間可另生一新槽，因此得到補償，而達於平衡。但是由新生成之槽，常使「波長」變的過短，因之促使下游之槽，加速移動。

須注意者，「波長」相關變化之理，不適用於局地，此曾經羅斯比氏，予以理論證明。因「波」之速度，與西風氣流之速度，相差過遠時，則能力即歸消失。故大氣之長波中，有一處發生變化，即可迅速影響其下游型態之改觀。大有所謂動一髮，而牽動全身之概。故欲預報一地長時間天氣之發展，必須衡量北半球整個波動之型態，而後方可下結論也。

關於「波長」與其他要件，有相互關連者，則爲「波幅」(Wave Amplitude)。Bortman 氏於1948年，曾發現在北美五日平均圖上，「波長」長者，其「波幅」亦大；而「波長」短者，其「波幅」亦小。北美月平均天氣圖上，亦有如此現象；惟此種關連，應用於太平洋與大西洋上，則不盡然。

關於「波」之發生，「渦旋理論」(Vorticity Theorem)，可供進一步之研究。羅斯比氏於1942年曾證明，若「絕對渦旋」之垂直分速不變，則氣流之軌跡可算出。設氣流開始時，其「緯度」，「速率」及「方向」爲已知，其曲折路徑之「波長」及「波幅」，可用 Bellamy 氏計算尺求得。而氣流間，水平風速差(Lateral Shear)可略而不計。一般在氣流之轉向處 (Inflection Point) 計算時，可視作直線運動，其曲率亦可不計。

在1951年，Wobus 氏，曾發明一改良計算器，爲純機械性的設計，可用於「定壓表圖」任何一點，只要無「風切」(Shear) 及「曲率」(Curvature) 等影響，用時就各不同因素，將儀器調整之，即可得出，一定「絕對渦旋」之路徑。此一儀器，代替渦旋率方程式的計算。並可直接將定渦旋路徑，繪於圖上。此儀器普通亦稱作「搖車」(Wiggle-Wagon)。

在實際預報工作中，係將每日 700mb及500mb 高空圖上渦旋路徑求出。此路徑可顯示在他一地區明顯氣流

中，「槽」與「脊」的滯留或移動；以及「波幅」之變化。有時由渦旋路徑，可證明「溫度平流氣流」(Temperature Advection)之滙合，「槽」與「脊」之新生，以及高低氣壓之分裂 (Cut-Off)等。

在日常長期預報工作中，須考慮「力場中因子」(Solenoidal term)。700mb高空圖上，溫度距平，應每日繪製。每日氣層厚度 (1000mb至700mb) 距平，亦須求得。凡此均爲用以顯示「冷」「暖」氣團，與「槽」「脊」發展之關係。一般認爲，冷平流强，則槽將加深，而暖平流則與高壓脊相伴。比較每日天氣圖與平均天氣圖，亦可獲得溫度變化趨勢與環流發展之關係。

(b)「趨勢」及「運動」法則：由現有氣象資料中，得出演變趨向，再藉以延伸至未來，爲天氣預報兩基本步驟。短時預報，依賴此天氣趨勢，將最近天氣圖上，高低氣壓之移動，界面系統，升降氣壓中心，再參照三小時氣壓變化，加以外延而完成預報。長期預報，則將考慮較長時間之「趨勢」(Trend)，此系於大氣大範圍及長期型態，如所謂活動中心等 (Centers of Action)，其方法爲應用統計法及相似天氣圖法等。

美氣象局曾發明一特殊方法，可算出當時長期天氣趨勢，以數量表之，並名之爲「運動」(Kinematic)及「趨勢」(Trend) 法。此法含有三項基本要義：① 氣壓 (或其他氣象因子) 之持續性，及系統相關性。② 氣壓俱有還原之傾向 (即恢復至正常)。③以過去及現在大氣動態，決定未來天氣預報。

系統相關之原則，爲應用於平均天氣圖法，作天氣預報之基本觀念，並多依重於分析天氣，廣大範圍內變化之傾向，及繪製每日各種預報圖。因系統相關，亦即天氣持續性之理，在預報時間內，其中間之天數，最富於代表性，最接近於，預報期間之平均天氣圖。例如 Namias 氏，曾將地面及 10,000 呎五日平均圖，分組成此五日平均，每日天氣圖(每日兩張，共十張)，求出其間系統相關係數，證明中間天氣圖 (十張中之第五或六張圖)，與平均天氣圖相關係數最高，如表一所示。

納氏曾進一步指出，在一點上，氣壓連續之系統相關呈指數曲線形，如式：$r_n = r_1^n$。式內 r_1 係落後一日之

表一　五日平均圖與其每日天氣圖(共十張)相關係數表

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
地面圖	.56		.67		.71	.78		.78		.59
10.000呎圖	.81		.88		.92	.88		.82		.82

自動相關係數，rn係現在氣壓與 n 日後氣壓之相關係數。納氏應用上式之理論數值，解釋「中間日圖」與平均圖相似之理如下：

設一值，爲五日圖之平均值。在此連續五天內，於某點上之氣壓爲 P_1，P_2，P_3，P_4，P_5。玆再假定，在理論上，落後相關之曲線，如圖十所示，則爲：$r_1=0.62$，
$r_2=0.38$，$r_3=0.24$，$r_4=0.15$，$r_5=0.09$。

第一天氣壓之數值，即相當第一天之圖，其他四天之相關係數爲：0.62, 0.38, 0.24, 0.15, 等。此最後一數值，即相當第五天圖，與此平均中其他數值有相同之相關係數。上述相關係數，第二項及第四項之值與其他之相關係數爲 0.62, 0.62, (兩個落後一天)，038, 0.24 等。相關係數第三項 (即中間值)，與此五組相關係數中，其他四項之相關係數爲 0.62, 0.62 (兩個落後一天)，及 0.38 0.38(兩個落後兩天)。因之此五日之「中間圖」，與此連續五日圖之關係，俱有相關係數合的最大值，故與平均圖最相近。

上述指數落後相關，可藉以估計大氣大範圍變動之傾向。今再以700mb五日平均圖之製作，予以證明之。五日平均圖係用每日二次共十張天氣圖之平均作成，即

② $\bar{h} = {}^1/_{10}(h_{-10}+h_{-9}+h_{-8}+h_{-7}+h_{-6}+h_{-5}+h_{-4}+h_{-3}+h_{-2}+h_{-1})$

上式 h 表每日 700mb 高空圖所附數字，係表示圖之連續次序，故ho爲最近一張圖 (0300Z)，h_{-1} 爲前12小時 (圖前一日1500Z)，h_{-2} 爲前34小時圖 (前一日0300Z)，餘類推。五日平均圖之中間圖，係前三日繪製之圖在預報時，最近天氣傾向，最爲重要。至少本日天氣圖上，須有此傾向，亦即$\bar{h}_{\frac{1}{2}}$ 圖，爲未來半週之圖，係根據最近資料所作者。此傾向圖之繪製，方法如下：

③ $\bar{h}_{\frac{1}{2}} = {}^1/_{10}\ (h_{-4}+h_{-3}+h_{-2}+h_{-1}+h_0+h_1+h_2+h_3+h_4+h_5)$ 式內 h_1爲未來12小時700mb高空圖，亦

即自最近高空圖h_0，未來 12 小時之圖。h_2爲未來24小時圖，其餘類推。式中前五項，爲已知之觀測值，其餘五項，爲未來的未知數。此未知數可利用前述「系統相關」(Serial Correlation)，及氣壓還原傾向等原則計算之。用實際觀測值試驗之結果得知，自最近天氣圖h_0，以後之「持續性」(Persistence)，主要依賴式中第一項未知數及後一項標準平均(N)。實際上，h_0與N所佔未知數中的比率，係依據前式①，指數落後相關式而得。本式中第五項未知數，最適當之表示法，爲$3h_0+2N$，以此代入③式，則得：

④ $\bar{h}_{\frac{1}{2}} = {}^1/_{10}(h_{-4}+h_{-3}+h_{-2}+h_{-1}+4h_0+2N)$

上式$\bar{h}_{\frac{1}{2}}$稱「半星期傾向」(Half-week Regression)，其數值普通以機器計算，在天氣圖上，每隔「經」，緯度各十度，計算一數值塡於圖上，加以分析繪製，即得「趨勢圖」(Trend Map)。其繪製過程，一如五日平均圖也。

「趨勢圖」與「平均圖」間的關係(即如預測與現時圖)，曾用一般資料加以校驗，獲得相關係數甚高爲 0.985。事實上，「趨勢圖」，對於未來半星期的實際天氣圖，俱有如此此確顯示，故常用以作「跳翻基石」(Jumping-off-point)，繪成未來一星期（或趨勢圖後半星期）預報平均圖，並且亦可作爲理論預報之依據，如空氣渦旋路徑，波長圖解，溫度平流等之計算。

在 700mp 圖上之高度趨勢，其中心在最近實際五日平均圖（移動圖 Kinematic Chart）之中間，同時「趨勢圖」之中間日，亦須算出加以分析。趨勢係相隔兩天者，簡稱「二日趨勢」(Twoday's Tendency)，故可表示平均圖：前一日及其中間日的後一日，兩者間之差。趨勢公式係應用落後相關(公式①)於未來高度演算中而得，可書如下式：

⑤ 運動公式 $T_0 = {}^1/_{10}(2h_0+h_{-1}+h_{-2}-h_{-9}-h_{-10}-h_{-11}-h_{-12})$

⑥ 趨勢公式 $T_{\frac{1}{2}} = {}^1/_{10}(2h_0+2N-h_{-3}-h_{-4}-h_{-5}-h_{-6})$

凡此趨勢，一如短時預報中三小時氣壓趨勢。實際工作中，關於「運動」及「趨勢」兩圖之計算，係依據習用之 Petterssen 氏公式：

$$S=\frac{N}{2}-\frac{T^{\frac{1}{2}}-T^{\frac{1}{2}}}{(h'-h^0)+(h^{-1}-h^0)}L$$

式內S＝運動變立，N＝預報天數間隔，$T^{\frac{1}{2}}$及$T^{\frac{1}{2}}$爲在起算點前後，所取單位長 L 半數處之趨勢。爲 h^{-1}，h^0。h^1距離起算點前後一個單位長處之高度值。位移普通沿緯度圈計算，選擇適宜之點，及最佳單位長度，應用之標準，一如日常短時預報之所爲。計算時，須選擇「槽」「脊」顯著，及趨勢變化大者，並且中心要離槽脊線。

凡係連續性氣象要素，均可利用上法，予以計算。「趨勢圖」一般用於「地面氣壓圖」，「700mb高空圖」，及「700mb溫度圖」。運動趨勢，僅用於 700mb 高度。另外半週及一週趨勢值，用於六種，自海面至 700mb 環流指數。上述公式，除用於五日預報外，試用於一月之長期預報亦甚成功。惟一不同之觀點，五日預報法認爲 700mb 標準圖係屬不變者，而一同長期預報，則認其係隨時間變化者。

總之「趨勢圖」及「運動圖」，可迅速顯示長期天氣趨勢。此爲在一般觀察中，所難於獲得者。以運動法則，所作天氣預報，比較客觀，但應用此法，亦需豐富之經驗，瞭解何時何地，用之適當也。

(Ⅲ) 空間平均預報法

「空間平均圖」(Space Mean Chart)，係一次將相同兩張圖，上下，左右，間隔適當距離分別相加後平均而後，完成之。此法爲近年那威氣象學者，Fjørtoft 所創，可取一次，二次或多次平均之。吾人一般平均法，均係指「時間」的，如五日，十日等平均。今用「空間」的平均法，爲簡明起見，一次空間平均，簡稱「一次平均」；二次空間平均，簡稱「二次平均」；餘類推。

「一次平均圖」(Single Space Mean Chart)，爲旋率 (Vorticity) 公式之圖解法。圖上等高線之任一點爲中心，係單位半徑"d"距離內，四點之平均值。半徑"d"之長度，由經驗取 5.6° 緯度，在45°N最爲適宜。由一次平均圖，減去其基本圖(即用以平均之每日天氣圖)，即得相對旋率，此用公式表之：

因 $\frac{d}{dt}(\mathrm{Curl}_2V)=-\mathrm{div}_2V(\frac{f}{g}+\mathrm{Curl}_2V)$

即 絕對旋率＝q＋F

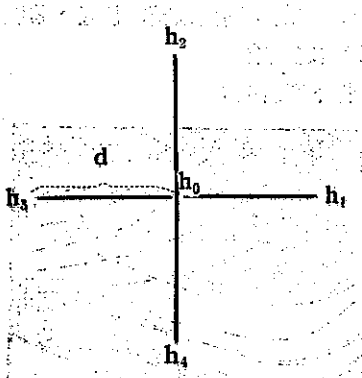
q＝相對旋率，因空氣之旋轉所致，由氣流之曲率及風切 (Shear) 所決定。

F＝地轉偏向力。

由一次平均圖，轉變爲旋率圖，可用下列公式表之：

相對旋率 $q=\frac{4g}{fd}\left(\frac{h_1+h_2+h_3+h_4}{4}\right)-h_0$

式內 f 及 g 均爲常數，可不予考慮。$(h_1+h_2+h_3+h_4)/4$爲「一次平均圖」，再減去h_0（＝基本圖）即得相對旋率。計算一次平均圖時，距離 d 之值，據經驗應用 5.6 緯度之長，所得結果最佳，即緯度90的$^1/_{16}$。普通選擇距離d，最大爲90°，其次爲 45°,22.5, 11.25°及5.6°等。在求一次平均圖時用 5.6°,「二次平均圖」用 11.2° 爲適宜。惟亦需視情況如何，使距離略加變更，俾可得合理之圖。



高空圖例如 500mb 圖，經一次平均後，圖上小波動已抵消，所顯示者爲持久性之「長波」。圖上之等高線，亦較每日 500mb 圖上等高線，富於保持性。故對於低氣壓中心，及變壓中心，所俱之導引作用，亦較有力。

一次平均圖上之等高線，對於決定「絕對旋率路徑」，（即簡稱 CAVT），甚爲有用；而此種路徑，對於「槽」「脊」線，開始發展時，有甚大之指示性。在一次平均圖上，所標示相對「旋率」，其氣旋型（＋），與反氣旋型（－）中心，在短時間（最大不超出24小時）及小範圍內，俱有保守性特質。並約有80%，在向下游移動時，係與一次平均圖之氣流相吻合。

低空氣流輻合，高空爲輻散，則地面氣壓在降低；此種情形，多出現於相對旋率正區之下游。低空輻散區，與高空輻合區，則產生地面氣壓升高；此情形，多出現在相對旋率之負區（反氣旋型）的下游。地面氣壓升降之多寡，係乎來自四方氣流之密度，此可由一次平均圖上；等高線與相對旋率線相交之情形觀察之。

「二次平均圖」(Double Space-mean Chart)，與一次平均圖作法相同，惟以一次圖作爲基本圖，平均時，取 11.2° 緯度爲單位距離，上下左右移動相加而平均之。此種圖，對判定旋率區，水平移動最有効。同時旋率區，與地面氣壓系統之移動，關係密切；故由圖中，等高線與絕對旋率線相交處，其值若係略沿等高線上升者，乃指示地面氣壓，將大範圍升高，其相反亦同。

二次平均圖上，其等高線富於保守性，隨時間之變化緩，對於導引地面氣壓中心及高空變壓中心，均甚有效。圖上等高線之梯度，實際上即表示Rossby 氏波動公式，「槽」「脊」之移動；並藉以計量其每日移動距離，效果均甚正確。

(Ⅳ) 平均天氣圖之態勢與天氣

長期天氣預報，多係就 700mb 高空預報圖中求之。氣溫與雨量距平，就圖上加以估計而得。氣溫距離標準數之多寡，分爲等級如：「高」，「甚高」，「低」，「甚低」，及「同」於標準等。此種等級之劃分，係依據過去分析統計所作。「高」，「低」，「同」之等級，每級出現之機會，約佔總時間的$^1/_4$，其餘等級，則佔$^1/_8$的時間。關於雨量，則分爲「微」，「和」，「大」，三級。每級出現之可能，佔總時間$^1/_3$。此種等級之劃分，自然因時地而異。

在預報方面，係假定「溫度」，「雨量」，可由預報圖上等高線推定的。此一假定，爲一般短時預報，普遍採用者，並且亦爲平均環流預報法之基本預報。換言之，在預報時間內，無論原因如何，趨勢如何，平均天氣態勢，應假定爲對於實際天氣，有一確定物理意義。近代由大量統計及研究之結果，已證實此假定爲可靠。

雖然此一假定，甚屬正確，但是同一張天氣圖，無論預報圖，或當時圖，每個氣象人員，依其所作出的預報，則出入甚大，而與實際天氣亦甚多不同。美氣象局最近曾研究加以改善，發覺在多數觀點方面，「平均圖」與每日天氣圖，可用同一原則解釋「天氣圖」與「天氣」之關係。每日圖上發生特殊天氣型，在五日平均圖上，同樣有相當大之距平出現。

一般言之，地面氣溫距平低時，多出現在平均高空「槽」後方的西北氣流中。高距平則出現於高空槽前面南方暖氣流中。高於標準甚多之降雨，多出現在平均槽的東方；槽之西方，雨量高出距平則甚微。還有「槽」，脊，之輻度，等高線或等壓線之曲率，水汽量，不同氣塊間的溫度差，地形，季節，噴射氣象的走向等，均能影響溫度與雨量的距平。

美國學者，曾計劃一種改良的客觀方法，經常用於由 700mb 平均預測圖，直接求地面氣溫距平。1949年馬丁氏（Martin）·就過去天氣圖研究結果，發現應用高空圖上，高度距平，等高線曲率，高空氣流路徑，可以直接，由 700mb 高空圖形態，估計地面月平均溫度距平。並進一步，藉700mb五日平均高度距平圖，可作估計地面氣溫距平的客觀預報法，而圖上繁複的路徑線及曲率計算可省却。

平均環流與降雨量間，相互的關係，甚爲複雜，難於估計，惟經近年研究，由「槽」，「脊」系統之位置，強度及方位，西風分速之距平，及等高線之曲率等，用以估計降雨量之距平，可得適當之成效。

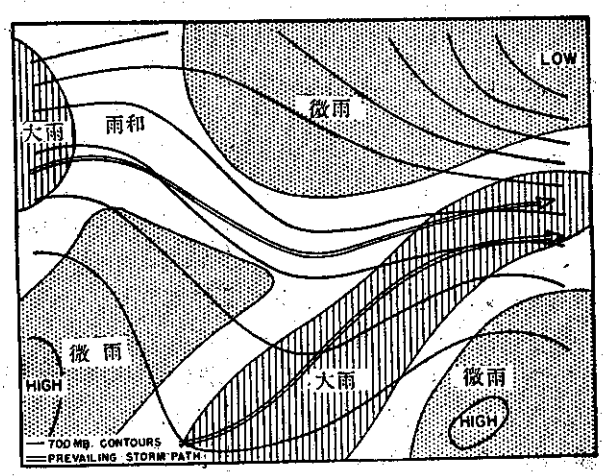
1942年Smith 氏，曾就五日平均圖上各因素，對於全美各地降雨之關係，作下列研究：

①地面平均圖，與10,000呎高空平均圖上，等壓線之曲率，曲率形式(氣旋或反氣旋)，及曲率強度。

②由地面至10,000間，風向之轉變。

③等熵圖上，所示水汽之進入。

④由等熵圖上，風與等高線，所示升坡與降坡運動由研究結果，得知美太平洋沿岸及高原區，墨西哥灣區，水汽之進入爲降雨最有效因素。地面與高空等壓線曲率，與降雨關係密切。氣旋形者，有大量降雨，反氣旋形者，雨甚少。曲率愈大，降雨之機會亦愈大，降雨之面積亦較廣。由地面至10,000呎，風向之轉變，在美國高原與墨西哥灣區與降雨相合，其他地方不顯著。升坡與降坡運動，與降雨無顯著關連。



圖十　冬季高空天氣圖與降雨及低氣壓路徑之關係圖

1948至1949年，Klein氏曾就美國Tennessee平原作進一步詳細之研究，就高空圖上之「波型」，與降雨之關係。彼研究在平均五天週期內，六個冬季降雨之大小與高空 10,000呎，平均波動系統之關係（圖十)結果如下：

①由南來之氣流易致雨·北來氣流則否。

②低氣壓路徑，與高空天氣圖型式有關（圖双線示低壓路徑）。低氣壓常經過之處，爲高空「槽」在低緯度向西南方傾斜，高緯度向東北傾斜，及冷暖氣流輻合最强地帶。

上述情形，試用於美國東部一帶，由經驗證實，均屬有效。

長期預報，對於短時預報，亦有甚多補益之處，例如平均圖上，溫度與雨量之預報，對於每日預報圖上，氣團之種類及移動，降雨之範圍等，在估計方面，可作爲重要指示。同時考慮大氣平均環流，及其有關變化，可擴大短時預報人員「時」「空」之觀念。研究大氣大範圍之型態及變化之趨勢，無疑可改善短時預報，因而亦有助於長期預報之正確。

參　考　書

① A Description of Some Methods of Extended-period Forecasting, AWS, Washington.
② Compendiun of Meteorology p803-831.
③ Petterssen: Weather Analysis and Forecasting, p232.
④ Auxiliary Forecast Chart Handbook, Tokyo Wx. Central.
⑤ Taylor: Elementary Meteorology, 1954, p294
⑥ 氣象技術月刊，44年 3 月

臺灣的幾種氣團霧

戚啓勳

霧和層雲是影響飛行和航海最重要因素之一，但因霧有很多種類，促成的原因各不相同，許多都屬於地方性變素。而且臺灣又是一個海島，純輻射霧或平流霧的情況很少，因此使預報人員極感困擾。本文旨在對影響臺灣的幾種氣團霧作扼要說明，介紹實用預報方法，並討論臺灣情況以爲預報人員參考。

一、總　　論

(一)霧和層雲的物理形態

霧和層雲都是接近地面的一種雲，彼此很難劃分。有時平地看來是一種層雲，但在山腰山頂看來却是霧。霧和層雲都是飽和氣團凝結出微小水點的後果。這種水點的直徑通常自千分之一至十分之一公釐，平均約千分之十二公釐。

絕對乾淨的空氣中，除非高度過飽和(百分之四百至五百)，否則不可能有水點凝結。然而我們知道在對流層中，任何地點任何時間都會有雜質作爲凝結中心核。因此平常只消相對濕度達百分之一百，就會有水份在它上面凝結。甚至相對濕度低至百分之七十已可作爲霧的開始階段。在大氣凝結過程中，以海水鹽粒和某種吸水性雜質居凝結核的主體。

(二)構成霧的大氣條件

要使水氣凝結，先決條件當在使空氣飽和。一團未飽和空氣唯有循以下三種過程才能到達飽和：冷却作用、增加水氣、和它種氣團混合。有時候所涉及的過程可能不止一種，同時或相繼發生。

氣團溫度的低減，可能由下面一種或幾種過程促成：

①夜間輻射散熱，地面冷却因而使下層空氣變冷。

②空氣在一較冷接觸面上平流。

③空氣由於地形、界面、或亂流而擧升，導致絕熱冷却。

④降水穿過氣層，因水點的蒸發作用而使周圍空氣冷却。

⑤空氣或雲層的輻射散熱，使周圍空氣冷却（常甚緩慢，對於成霧並非重要）。

氣團中水氣的增加，可由以下一種或數種過程完成：

①降落水點的蒸發作用。

②濕潤地表的蒸發作用（陸地或海面）。

③燃燒碳水化合物的燃料，析出水份。

④亂流將水份向上傳遞。

兩團溫度不同而接近飽和的空氣相混合，可能使空氣到達飽和。在理論上，沿界面地區可能因爲這種混合作用而成霧。但氣象學家相信這種過程即使有關也一定並不重要。

(三)產生霧和層雲的氣團屬性

霧和層雲都是暖氣團－穩定氣團的一種典型現象。換句話說，氣團必須較接觸面爲暖才能使下層空氣到達飽和。相反地講，氣團不穩定就會產生垂直混合。正常情況下，水氣向上遞減，溫度直減率小於乾絕熱。但由於混合的後果，使地面相對濕度減低高空則增加，同時熱量向下傳遞使下層空氣趨向於乾絕熱直減率。假定這種不穩定現象伸展不高，可形成一種層雲或層積雲。倘不穩現象伸展甚高，由此而產生的任何雲層都將屬對流性雲。

接受下面冷却而產生穩定作用，必須記住氣團屬性可能在日間受熱於地面，夜間則受冷於地面，因而產生穩定性的日變化。在陸地上夜間增加它的穩定性，拂曉時達於極點；日間則穩定性低減，午後三四時最不穩定。在海上這種穩定性的日變化很微弱，大可不必顧及。當然雲量之多少也可以影響穩定性的日變化。密雲足以減低受熱和受冷效應，因此穩定性的變化較小。

極地或寒帶氣團到達中緯度，因爲它受熱於接觸面，所以是一種不穩定氣團。廻流的大陸性寒帶氣團通常都屬於穩定氣團，在冬季更顯著。秋季移入陸上的海洋性熱帶氣團和海洋性寒帶氣團大多穩定，在春夏兩季却並不一定。

根據地面天氣圖和探空報告來辨別暖氣團－穩定氣團並非難事。凡是空氣向極奔流；或自暖水面流至冷陸地(秋冬常見)；或從暖陸地流向冷水面(春夏習見)；或空氣從暖洋流上流到冷洋流上，都因爲下層空氣接觸冷却而使氣團趨向於穩定。地面輻射冷却也會使氣團穩定，這種現象主要見於高氣壓控制下，晴朗無風的夜晚。反之，凡在天氣圖上出現廣泛的霧、毛毛雨、較低的層狀雲、和惡劣能見度，都表示穩定氣團控制範圍。此外，探空曲線也可以表明氣團的穩定性，有無逆溫層，以及大氣的成層程度。通常在暖氣團內，近地面或低空大多有一逆溫層。如果在地面就有霧；如在低空就和層積雲同時出現。

(四)霧的分類

霧的分類方法很多，近世採用較爲普遍的是白葉斯 Byers 所修正的威立脫 Willett 分類法。美空軍方面針對客觀預報法的需要略加修正，計有下列各種：

①輻射霧 Radiation fog

a. 低霧 Ground fog

b. 大陸性高逆溫霧 Continental high-inversion fog

②平流霧 Advection fog

a. 海霧 Sea fog 包含海上熱帶空氣霧 Tropical-air fog

③聯合過程霧 Combined-process fog

a. 海岸高逆溫霧 Coastal high-inversion fog

b. 蒸氣霧 Steam fog

c. 平流輻射霧 Advection-radiation fog，包含陸上熱帶空氣霧。

d. 上坡霧 Upslope fog

e. 界面霧 Frontal fog

f. 低溫霧 Low-temperature「冰霧」(ice fog)

本文既以影響臺灣的氣團霧爲着眼點，因此首先當撇開界面霧不論。其次我們可以斷言，低溫霧和蒸氣霧在臺灣不致出現，再由於臺灣全島並無寬廣而逐漸上升的山坡；中央山脈南北走向氣流幾乎都和它相平行，因此上坡霧在臺灣亦非重要，僅不過偶而作爲一個因素參雜其間。(例如公館之較臺中多霧，可能有滑上抬升作用)。如此則剩下來只不過純輻射霧兩種，純平流霧一種，平流和輻射的綜合性霧兩種，這樣來討論更容易使預報人員獲得明確的觀念。

二、低　　霧

(一)構成低霧的因素

空氣停留一處，由於所接觸的地面夜間輻射冷却，倘能到達露點就可以產生「低霧」。其實任何霧之在夜間陸上生成者，輻射冷却都不失爲其中一個因素。不過以低霧來說，它是一個唯一重要的因素。當天色將晚，地面散出的長波輻射逐漸超收過進的日射，因熱量損失而使溫度低減。接觸地面的空氣首先因爲傳導作用而冷却，隨後仰賴輕微的亂流產生混合作用，因而向上擴散。

氣團在夜間輻射冷却的程度，要看它原來的溫度，長波輻射的淨量傳遞率，以及它所經歷的時間來決定。換句話說；要看水氣的含量和雲量而定。假定日間溫度的上升並不太高，那末晚上使空氣到達飽和所需要的冷却量也比較少。空氣日間流經水面，捨水氣之增進不論，亦必有利於霧的生成。秋冬季和初春，晝短夜長，日間最高溫度較低，也有利於低霧形成。但在秋季，下層常見沉降逆溫層，因而有時也會產生很高的午後最高溫度，俗稱「秋老虎」。

拿雲量來說，它能吸收地面所發散的長波輻射，再傳送到地面，因而使地面上的冷却淨量大爲減少。雲量愈低愈厚，這種效果也愈顯著。同理，乾空氣較之濕空氣，更能透過發波輻射。因此高空如果有一層乾空氣，當有

助於下層的輻射冷却。寒季夜長，延展輻射冷却的時間也使冷却重量增加。

空氣中的水氣含量對低霧生成也很重要，氣團過份乾燥常使預期的輻射冷却不足以使空氣飽和。但如空氣在日間流經江湖沼澤勢必大爲改觀，使夜間易於產生輻射霧。再如地面剛下過雨，鄰近空氣已經接近飽和，蒸發作用使露點升高，極易構成濃重低霧。

另外還有兩個因素雖其本身並不能使空氣冷却，甚至還能使它稍見增暖，但對於輻射霧的生成相當重要。第一個因素就是冷空氣傾向低處的排泄作用，它的速度通常不足每小時一哩，但能把冷空氣注入最低的窪地，結果使低霧彷彿封閉在下層一樣，另一種重要因素就是風速。夜間地面即使很冷，輕微的混合作用也只能使離地三四呎的空氣冷却。這種混合作用即使在平常我們所稱的「靜夜」也會存在。可是這樣的冷却最多只能構成很薄的一層低霧，甚或僅見露或霜。濃厚低霧在夜間必須有繼續不斷的微風，使亂流混合增加冷却氣層的厚度，同時也低降地面氣溫的低降率。但如風力太强，却又使混合的下層空氣都不能到達飽和，使高空構成一種層狀雲，或者把業經生成的輻射霧隨風吹出。

(二)預報低霧要領

預報低霧首先要看當時的天氣圖情況能否滿足上節所列舉的各項條件。有低霧的理想情況當爲：氣團穩定、下層潮濕、高空乾燥、日間有雲、夜晚轉霽、晝短夜長、風力微弱、地面濕潤。當然，低霧的產生並非必須具備上列各項因素，通常只有幾項已經足夠。

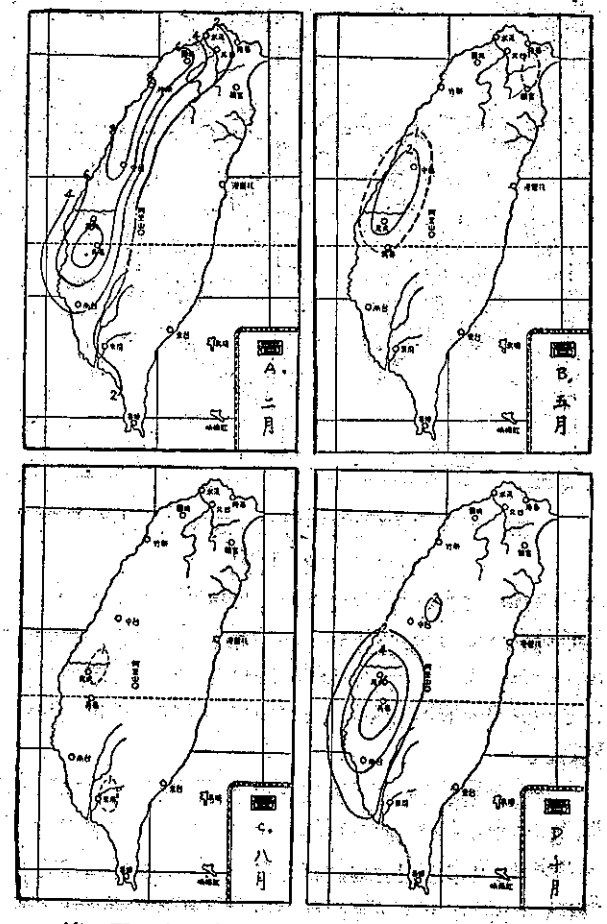
一般而論，在一正在沉降中的高氣壓區最容易滿足晴朗微風氣層穩定而高空乾燥的條件。高壓中流出的空氣倘能經過一段水面或雨後積水的陸地，下層空氣可望獲得充分水氣使露點升高，更易產生低霧。

霧既是一種穩定氣團內的現象，因此預報員首先要在天氣圖內描出穩定氣團的區域。特別注意氣團在夜間才轉爲穩定的區域。隨後再考慮輻射冷却的程度，風速的强弱，水氣的來源，以及在形影響諸因素。

通常區域預報應用主觀法較能奏效。地方性或當地預報要看預報員的學識經驗來決定採用主觀法還是客觀法。以軍中預報員來說由於培植當地經驗困難，不若發展一種當地客觀預報方法較爲簡易有效。

(三)客觀預報方法

客觀預報研究的先決條件在於決定那幾種可能影響的氣象變素。這些變素視各種霧的類型而略有差異，常用者計有：溫度、露點，露點溫度差、梯度(或地面)風向和風速、空氣過去的途徑以及預測未來的途徑、過去天氣、雲量、以及溫度的直減率。



第一圖　臺灣本島二、五、八、十各月平均有霧日數分佈(圖四十一年至四十四年)

從事低霧的客觀預報研究第一步要把它種霧剔除。這樣可以減少變素，譬如說，我們既然不考慮兼有平流和上坡冷却的因子，故風向風速的重要性大爲減低。再如空氣過去途徑(表示水份來源和雲的情況)和過去的雲量從露點和溫度就可以表達，不必另作變素。

於是剩下來最有用的變素計有：

①溫度－代表空氣中的熱量。

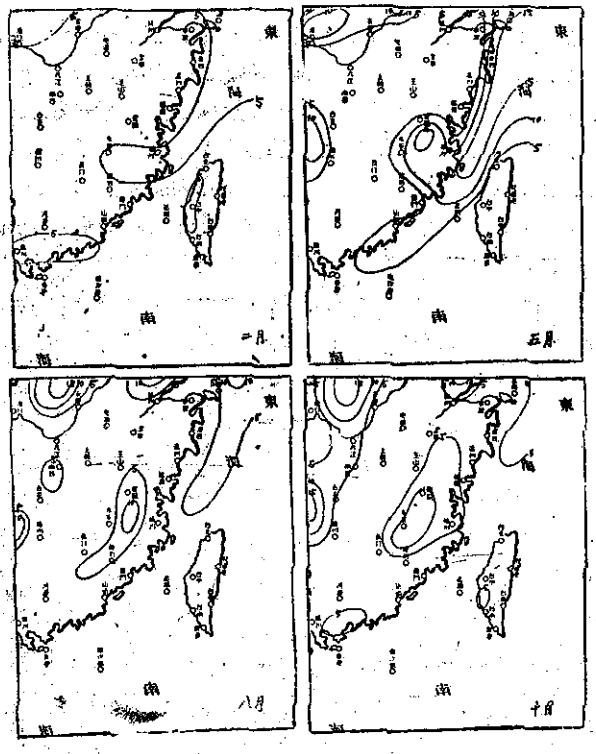
②露點－代表水氣含量。

③預測夜間雲量－代表預期輻射冷却量。

④風速和穩定性－代表離地多少高最先到飽和。

預報第二天早晨是否有霧，必須在當天下午下班以前發佈，因此採用 1600LST 或 1700LST 的觀測紀錄最合式。有些預報困難的地點，隨後還需要據 0000LST 或 0100LST 的觀測作第二次抉擇。

低霧客觀預報各方所作之實例最多，本文受篇幅限制，不再予以介紹。

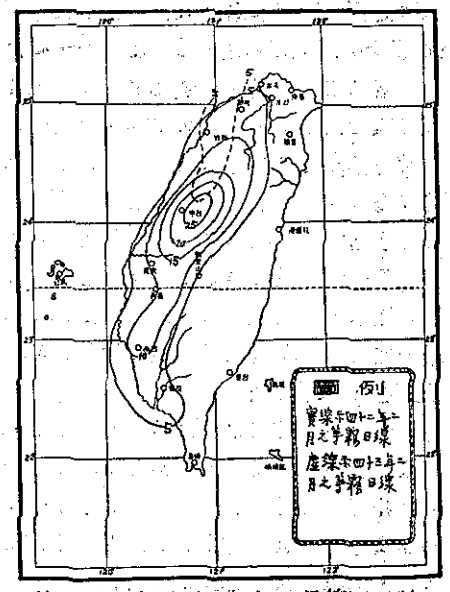


第二圖　中國東南沿海二、五、八、十各月平均有霧日數分佈圖

(四)臺灣低霧情況

如果不問霧的種類，臺灣以二月份霧日最多，集中在嘉義、虎尾、臺中、新竹一帶向東和東北方銳減。三四兩月已見減少，但分成兩個多霧區：一在虎尾嘉義間，一在新竹桃園一帶。五月份僅虎尾臺中一帶霧日較多。六月以後全島都很少有霧出現。到了十月份，嘉義虎尾一帶又見增多，隨後逐漸擴展到北部。臺灣二、五、八、十各月有霧日數四十一年至四十四年平均見第一圖所示。

其次我們要問：輻射霧在臺灣所佔的地位如何？根據臺灣地區霧日的分佈也可以作初步推斷。臺灣本島有霧情況和臺灣海峽截然不同(參閱第二圖)，後者有霧以四至六月爲最多，屬於平流霧之典型；前者仍可見以冬半年較多，陸地輻射作用已經相當顯著。然而相反地講，臺灣本島多霧地區集中西部，而東岸則絕無僅有，此與寒暖氣流繞西岸之形態適相吻合，而海流之划分也很重要。足見平流因素即使在臺灣本島也不容忽視，再者臺灣有霧日數的年偏差極大，以四十二年和四十三年霧日最多的二月份相比較：四十二年二月臺中一帶霧日特多，全月竟達二十五天；四十三年則以新竹最多，但總數不過七天。(見第三圖)這種現象似應歸於環流形態的偏差，因而也可以想見平流因素的重要性。



第三圖　臺灣四十二年二月等霧日線與四十三年同月之比較

統計桃園四十二年至四十四年有霧次數，依泰勒 G. I. Taylor 氏選擇標準，即風速在每時五・五哩以下且非密雲的天空作爲輻射霧，則桃園三年中輻射霧佔百分之一二・七；界面霧約佔三分之一，它種霧佔半數以上。(界面霧因包含所有降水時有霧之情況，故比數較大。)桃園近三年中各月出現霧和層雲的總次數見第一表，至於各種霧所佔次數和百分比見第二表。

第一表　桃園四十二年至四十四年各月出現霧及雲層次數

月份 / 區分	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
霧	49	59	67	61	72	55	36	38	41	35	28	30	569
層雲	16	14	20	12	9	2	3	2	0	1	8	16	103

第二表　桃園四十二年至四十四年各月所見各種霧之次數及百分比

類別	區分 \ 月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
輻射霧	次數	2	5	6	9	12	7	4	6	8	4	3	6	72
	百分比	4.3	8.5	8.9	14.8	16.6	12.7	11.1	15.8	19.5	11.4	10.7	20.0	12.7
界面霧	次數	14	22	24	27	21	16	12	8	16	16	11	1	188
	百分比	29.7	37.3	35.8	44.3	29.2	29.1	33.3	21.1	34.1	45.7	39.3	3.3	33.1
它種霧	次數	31	32	37	25	39	32	20	24	17	15	14	23	309
	百分比	66.0	54.2	55.3	40.9	54.2	58.2	55.6	63.1	41.4	42.9	50.0	76.7	54.3

比較此兩表可見桃園全年有霧雖以一至五月最多，但輻射霧在一至三月份所佔的比例反較少，而十二月至三月層雲出現次數最多。推其原因實由於冬季東北季風盛行，吹入臺灣的空氣大多經過日本以南的暖海面，構成一種渦流逆溫層，產生低層雲的機會較多。再受登陸擧升的影響，使北部產生陰沉而有毛雨的天氣。這種低雲當然會妨碍地面的夜間輻射；加以東北季風穿過臺灣海峽時受「衙堂風」效應而風力殊强，足以破壞空氣的穩定，也無法使空氣停留一處，故冬季臺灣北部低霧大部爲層雲所代替（詳見大陸性高逆溫霧）夏季則日射强烈，夜間輻射冷却多不足以使空氣到達飽和，因此低霧以春秋兩季較多。但一般而論流入臺灣的空氣都要經過一段水面，無論冬夏水氣都相當豐沛，因此輻射霧週年中分配較均勻。中部和南部冬季多晴朗，輻射霧所佔比例大致比北部多。

從理論上講，流入臺灣的空氣有的經過暖水面產生渦流逆溫層，形成層雲或層積雲；或者經過冷水面產生平流霧，所以純輻射性的低霧並不多。唯有進入空氣旅經海面這一段過程，氣溫和水溫相差不多其作用僅在供應水氣，並不產生熱源效應，如此則在有利的地形和地面情況下可能產生低霧。譬如溪流交織或積水的稻田區，以虎尾一帶的多霧爲例；冷空氣自高山排泄，以嘉義公館一帶的多霧爲例；再如盆地區域使空氣得以停留，以臺北松山區的多低霧可爲例證。

三、大陸性高逆溫霧

(一)構成大陸性高逆溫霧的因素

顧名思義，這種霧出現的時候離地相當高度定必有一層逆溫層，大致自數百呎至數千呎。因此在山谷或低地看來是層雲，在山腰或山頂看來却是低霧。這種霧大抵見於冬季沉降高壓中，最初在逆溫層的底部形成，隨後向下擴展。逆溫層上面的空氣旣屬晴朗乾燥，故雲頂的夜間輻射冷却可使逆溫層加強，雲層因而增厚。因此這種霧作爲輻射霧的一種。

這種霧原可劃分爲持久性和非持久性兩類。前者見於海洋性寒帶空氣能以進入的山谷中，如像美國和西歐極西部。但臺灣旣無此種氣團侵入，自不可能出現持久性大陸高逆溫霧。非持久性者見於沉降中的寒帶反氣旋中，空氣到達之前曾經歷一段暖水面，攝取了熱量和水份，而氣團在水面上受熱使下層空氣趨向於乾絕熱直減率，故有亂流把水氣向上傳遞，於是逆溫層底就產生一片層雲或層積雲。此種低雲多隨反氣旋本身的移動而移出，因此稱爲非持久性高逆溫霧。

(二)一般預報要領

凡是容易產生這種大陸性高逆溫霧的地區，一經發現有沉降中的寒帶反氣旋建立，首先要確定它的中心位置，隨後根據壓線的形態來推斷冷空氣在所達預報地區之前是否有足够的暖水面旅程。否則吸收水氣不多，構成雲幕不致很低不足爲飛行障碍。

研究地面天氣圖和七百毫巴圖可以發現高壓是否趨於穩定，以及層雲和霧出現的第一訊號，再根據此一區域沉降逆溫層的强度以決定高空和下層的水氣含量。此外尚須隨時注意各地飛行天氣的演變，極端穩定的反氣旋中，下層很濕的氣團和上層很乾燥的氣團間倘有一强烈的沉降逆溫層予以分隔，由此而產生的高逆溫霧較能持久。

四、海　　霧

(一)構成海霧的因素

海霧屬於平流霧的一種，起因於暖濕空氣流經寒冷水面促使空氣到達飽和。這種冷水面可能爲聞名於世的寒流；也可能因爲空氣自南向北循緯度之增加而漸次冷却。若干氣象學者將前者作爲眞正的「海霧」，而將後者稱爲「熱帶空氣霧」。可是他們把海洋性熱帶氣團在寒季中向北流經陸地所產生的霧也當作熱帶空氣霧，以選擇客觀預報的變素來說似非妥善。因爲空氣流經陸上的冷却作用，輻射當和平流佔同等重要地位，可是在海上則不然。因此美空軍方面僅將熱帶空氣霧之在海上形成者稱爲「海霧」，經寒冷陸上者稱爲「平流輻射霧」。

當空氣流經逐漸寒冷的水面，水面上的空氣溫度穩定低降，趨向於和水溫相接近。空氣的露點也在逐漸接近水溫，但變率較氣溫爲緩。因此只要空氣原來的露點高出一路上所經過的最冷水溫，而冷却過程持久的話，最後氣溫總會降至露點因而產生海霧。相反地講，如果最初的露點低於最冷的水溫，就無法成海霧。

北上暖空氣的溫度遞減率主要看它穿過海面等溫線的速度。換句話說，要看等溫線的疏密和走向而定，因此寒暖洋流的交界處最容易使空氣冷却，只消流經一小段距離就能產生海霧。至於平常自南向北循緯度而冷却者，却要經歷到數百乃至數千哩才可能成霧，並且霧也不會很濃。

海霧從最冷水面移出必須在氣團改變的情況。移出後到較暖水面勢必逐漸變薄或趨於上升消散。如果在較暖陸地登陸則大多迅速消散。海霧自下受熱先見其上升形成一片層雲，再受熱則密雲破裂爲層積雲，隨後變爲對流性雲，也許完全蒸發。有時風速增加也可以使海霧變爲層雲。當水溫低於氣溫而並不太冷的情況更容易變層雲。反之，在很冷的海面上即便有強風也不會被吹散。

(二)一般預報要領

預報海霧先決條件當在確定暖空氣的冷却率，一方面要看氣溫和水溫的差數，另一方面要看水面等溫線的走向和疏密。此外，和等溫線相垂直的風速可操縱下層空氣的溫度直減率，因而也會影響到氣溫。至於露點的演變要看水溫和空氣露點的差數、和空氣溫度的差數、等溫線的走向和疏密、以及風向風速等決定。但夜間輻射冷却對於海上的下層空氣並不重要，因此雲量一項並非有用的變素。一般而論，海霧層區域性而非局部地方性，因此並不需要作客觀預報研究，但各海岸氣象臺或空軍基地常受海霧影響者，也可以根據上述有關變素導出一種當地客觀預報法。內中特別要注意海陸風和盛行風登陸分力的影響。

各月海面平均水溫圖對於預測海霧特別有用，因爲水溫極富保守性僅有緩的逐月變化。至於地面天氣圖則可表明空氣的溫度露點差和氣流動向。這兩種圖相聯並用可以表達彼此間的溫度關係和氣流情況，對於預報海霧的生滅非常有用。探空報告能以看出有無地面逆溫層及其強度，以及水氣的垂直分佈和演變趨勢，因此對分析也有助益。

(三)臺灣周圍的海霧情況

這裡所講的海霧既然劃分爲冷洋流上生成和氣流北上冷却而生成兩種，我們當然要分別加以討論。上面已經說過，中國沿海有一股冷洋流在冬季特別顯著。因爲洋流主要爲盛行氣流的後果，所以這股冷流亦視東北季風爲轉移。但水溫較富有保守性，同一地點水溫的最冷月份較之氣溫大約要延遲一個月，因此臺灣海峽的水溫當以二三月爲最冷，水面等溫線的梯度也最大。再者無論氣流和洋流在北半球都有向右偏的趨勢，因此等水溫線大多自西南走向東北，大致和東南海岸相平行。換句話說水溫在臺灣海峽的西北緊靠大陸處最低。按理在此聞名的冷洋流上應爲構成海霧的理想境地，但上節曾指出：東北季風到達臺灣海峽前曾經歷很長的一段暖水面，產生一種渦流逆溫層。當它到達臺灣海峽雖然受冷於水面，但以風勢之强烈不能使這種暖濕空氣停留在冷洋流上，和眞正海霧的構成條件不合。因此造成層雲或層積雲的機會遠較海面霧爲多。二三月份臺灣海峽西北部霧日雖略多，然而和隨後四至六月相比較實大爲遜色。況且按諸定義，這種霧歸納成海岸性高逆溫霧似更合理。由此可見冷洋流上形成海霧的情況在臺灣似可不必考慮。

北上的暖濕氣流循緯度遞增而冷却成霧的情況，在臺灣海峽來說却非常重要。冬季東北季風使臺灣海峽的水溫特別寒冷，當季風業經減弱而水溫則仍保持甚低部份由於高緯度之融冰較緩，此時暖氣流已開始北侵，當穿越峽峭的水溫梯度時空氣迅速冷却，且易構成海霧。用於臺灣海峽地形的特殊性，這種海霧遠較它處爲濃厚。按照

五月份水溫分佈圖見本刊一卷四期十五頁附圖視之，南風或東南風最易形成，且應出現在海峽的西北部。該處四至六月之多霧而臺灣本島此時霧反減少可爲明證。可見這種海霧和夏季風北進完全吻合，並且隨氣旋推行，因此又可稱爲「移動性層雲」Migratory Stratus ，以氣旋在臺灣海峽以北時最易產生。

五、海岸高逆溫霧

(一)構成海岸高逆溫霧的因素

海岸高逆溫霧是指冷海岸洋流上所形成的層雲已移入陸上者。這種霧和大陸性高逆溫霧以及海霧都有部份相似之處。如以大陸性高逆溫霧相比較，兩者都是在濕空氣頂部，沉降逆溫層的下面形成，所不同者在於平流冷却對於海岸高逆溫霧而論非常重要。如果和海霧相比較，兩者都是因爲受到下面寒冷洋流的冷却作用而構成，但隨後在陸地上的日射、輻射、以及當地風向輻合等因素對於海峽高逆溫霧來說非常重要，因此才把這種霧作爲平流輻射霧的一種特殊形式。

構成這種霧的水面冷，部份由於冷洋流自高緯度南下途中的向右偏，部份由於廣汎而和緩的洋流輻散所引起的汎上作用。由此而產生者大多爲層雲，登陸之前離海岸若干距離處先有層雲出現。因此藉島嶼或船舶報告常可決定層雲何時到達。層雲侵入必須依賴穩定的登陸風分力。假定夜間轉爲離岸風太早就不可能有層雲，這種風向亟變在登陸風分力較弱的地區，可能爲陸風興起的後果。

(二)客觀預報方法

對於特殊基地或特殊區域的預報，採用某些局部地方性氣象變素非常重要。這些變素憑經驗或據當地客觀研究較諸依據一般天氣圖更能奏效，特別是預報它形成和消散的時刻。

海岸層雲生滅所涉及的重要變素既視地域性和季節性而大有出入，因此在美國加利福尼亞州的各測站大多曾分別作當地客觀預報研究。然而所獲得的方法只能說部份奏效。佛立脫却 Fletcher 根據南加利福尼亞的情況所提供的三項預報法則特別值得我們注意，玆介紹如下：

①卷雲佈滿天空的情況大抵無層雲出現。

②海岸外午後倘有「整塊」Solid 霧，則當夜移入較早較濃；反之如屬破裂或分散，則到達較遲且多保持散片或者根本不來。

③午後沿海岸的雲幕高，與層雲向內陸的伸展度有關。即雲幕愈高則伸展至內陸愈遠。

預報該層雲的氣象變素經已證明有效者計有下列各種：

一、當時必須有一沉降中的高氣壓，預報員應找出其中逆溫層的高度和强度，並且考慮它日變化的影響。

二、風速和風向—要看海岸線的走向，上風處海面等溫線的走向，以及當地氣旋形旋流的影響等因子而定。通常採用兩點氣壓差來計量較爲便利。

三、中雲和高雲—有這類雲表示高空不存在沉降逆溫層或者在減弱中。有雲層或高空潮濕也可以妨碍夜間的輻射冷却。

四、午後最高溫度—午後最高溫度愈高，則層雲生成愈遲，也許根本不產生。

五、午後露點差—午後的露點和溫度相差愈大，則層雲到達愈遲或者根本沒有。

六、內陸熱低壓的强度—通常此低壓午後愈深則夜間層雲愈高，層雲到達也愈早。

七、午後海岸外霧或層雲量—這種雲或霧倘午後消散則夜間海岸高逆溫霧生成的可能性較小。倘日間海上霧或層雲殊廣則夜間陸上的層雲也較廣。

八、午後能見度—倘午後能見度惡劣，夜間常有低雲幕；反之則低雲幕較難持久。

九、登陸風分力的强弱—登陸風較强則層雲形成較早，雲幕亦較高。

十、日射—可控制層雲的消散時刻。因爲層雲消散的基本因素不外乎：日間陸上日射受熱，界面或槽的經過，和陸風（離岸風）的興起。至於需要多少日射量，要看層雲的厚度以及有無中高雲而定。可採用克列克 Krick 所提供的方法。佛立脫却提出一種簡便方法，係假設地面溫度每上升華氏一度雲幕當上升二一〇呎。因此只消知道層雲厚度就可立即求得消散所需的溫度上升量，而後估計此溫度何時到達。

前人所作的客觀預報研究以芬克 Fink 對布彭克 Burbank 的研究最有趣味。譬如：他發現午後最高溫度如

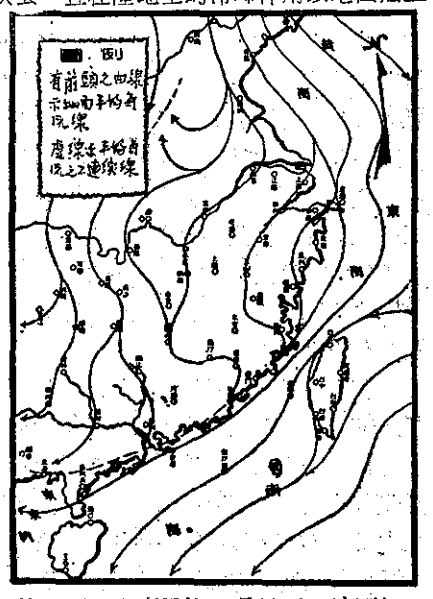
一般而論，第一夜只能生成幾小時的層雲，日出後不久即消散，隨後一天比一天持久，消散時刻則延遲，終至整天不見消散。一直維持到界面經過使穩定反氣旋消失爲止。所以預報人員必需注意高氣壓的强度和動態。

(三)客觀預報方法

大陸性高逆溫霧在本質上既屬輻射霧的一種，因此控制它生成和消散的因素大致和低霧相類似。然而從它禀性來看，應用逆溫層底的溫度和濕度似更富有代表性。高逆溫霧之見於平原地帶者地面風速也有關係，如果預測晚上風息，地面逆溫層可以代替高逆溫層，因而有低霧代替層雲。沉降逆溫層的强度和高度也很重要，假定逆溫層殊弱，甚或根本不存在，則暖水面的加熱只能產生對流性雲而並非層狀雲，且在陸地上的冷却作用以地面居主體而並非爲高空。假定逆溫底很高，構成的層雲也高，不足以爲飛行障碍。因此探空報告是一種很有用的參考資料，否則就只有靠雲量來間接推斷。譬如說天空有很多中雲表示沉降作用很微弱，也許根本沒有。再者中雲掩蔽天空足以阻碍夜間輻射，霧或層雲當不致產生。

(四)臺灣大陸性高逆溫霧情況

大陸性高逆溫霧冬半年在臺灣特別重要。因爲穩定而在沉降中的寒帶反氣旋，中心位置經常在外蒙和華北一帶。自此呈順鐘向吹出的東北季風大多繞道日本以南，經過很長的一段暖水面。一路上吸收水份和熱重，下層形成一渦流逆溫層。更由於臺灣東海岸外屬於黑潮範圍，當東北風到達臺灣東北部的時候並不經過冷水面，因此在逆溫層底首先構成一片層雲隨後向下擴展。此在淡水一帶常可目睹。雲幕的高低則視風力和空氣的濕度而定。這種層雲登陸以及受海岸山脈的影響被迫抬高，於是造成陰沉毛雨歷久不散的天氣，在夜間倘風力轉趨平靜，也可以轉變爲地面逆溫層，因而產生低霧。



第四圖　東南沿海二月份平均地面氣流線

東北風如果從海上繞道至臺灣西岸，越過近海岸冷水面而成霧登陸者，即爲「海岸高逆溫霧」。（詳見第五節）假定直趨大陸東南沿海，由於該處冬季有聞名的中國海冷洋流，加以洋流在北半球偏向右方的關係，乃形成所謂「濛濛」Crachin 天氣，爲冬季航空的重大危害。

第五圖　東南沿海二月份平均等雲量線

當東北季風穿越臺灣海峽的時候，因爲受到「衝堂風」效應和地形所促成的氣流輻合，使風速增強，構成一顯著的亂流逆溫層產生層雲或層積雲。金馬一帶冬季多低層雲而少地面霧可以爲佐證，等到東北風到達臺灣海峽的南部，由於氣流輻散風力減弱，同時逐漸受熱於水面，於是將已經構成的雲層抬高，漸趨於被裂，終至消散。

假定沉降反氣旋位於華中或華南，自此吹出的空氣當直接吹過臺灣海峽而進入臺灣本島。這種情況由於海上旅程短暫按理不足以構成大陸性高逆溫霧。然而空氣越過閩浙山地的時候，只要空氣不太乾燥則摩擦作用的後果可能產生一片層積雲，此在冷面過後地面濕潤的情況更有可能。這種先已存在的渦流逆溫層可能有助於空氣經暖水面時水氣和熱氣之向上輸送，因而使層積雲向下擴建成高逆溫霧。可見問題在於當時氣溫和水溫的對比。

根據藍美治（C. S. Ramage)之研究認爲氣流經日本以南暖水面長途跋涉之情況，以大陸反氣旋入海東進之情況最爲有利。其實以臺灣而論，冬季登陸之東北風大多經過一段遙遠的暖水面，而反氣旋入海東進時，由於移動速度很快，反不能使高逆溫霧持久。

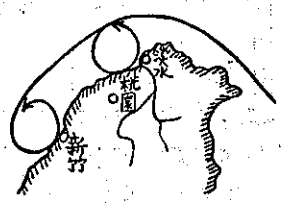
第四圖示二月份東南沿海平均地面氣流線。試與第五圖同月之等雲量線相比較，顯見臺灣雲量分佈和氣流線的形態完全吻合。換句話說，臺灣北部之多低雲，主要因爲盛行的東北風流經暖水面所致。如果再和第一第二圖比較，更可證明臺灣北部冬季，大陸性高逆溫霧大部代替了地面的低霧。

果超過90°F，層雲生成的可能性很小；溫度在85-90°F可能性約50%；如果更低則層雲出現的可能性很高。芬克另指出層雲到達時間和前一天下午十六時三十分（當地時間）的露點差有關：露點較氣溫低華氏二十度或不足者內中有六十五次隨後有層雲，十八次沒有。較氣溫低二十度以上者內中四十三次有層雲，七十次沒有。此外層雲到達時間和雲幕高之間具有相當高的負相關（負・八一）。因此我們深信應用客觀方法確能有助於預報這種海岸層雲。

(三)臺灣海岸高逆溫霧情況

構成海岸溫霧的先決條件必須具有近海岸的冷水面。這種冷水面，部份由於冷洋流南下之右偏所致。上節已經指出：冬季沿海冷流之右偏，冷水面當見於臺灣海峽之西北近大陸沿岸處，因此這種冷水面當和影響臺灣的海岸高逆溫霧不發生關係。另一種冷水面是由於汎上作用所形成。汎上作用也有兩種途徑可循：一爲和緩的洋流輻散所導致，按理冬季冷洋流南下，這種汎上作用應見於海峽南部，在二月份水溫分佈中可見端倪。另外一種是因爲洋流之偏右使左面邊緣產生一種汎上作用（參閱本刊二卷二期四十八頁），以冬春兩季臺灣的西北海岸外最爲顯著。夏秋兩季則洋流微弱水溫梯度至緩，故無此種現象。試觀十一月及二月之水溫分佈圖（本刊一卷四期十五頁）可見此段時期臺中新竹間西北海岸外水溫特別低，因此該區常有低層雲移入，爲飛行之大害。因爲無論爲廻流之東北風或自海峽以南順轉登陸之南風，都可以經過這一帶的冷水面，因而構成海岸高逆溫霧。

由此可見海岸高逆溫霧與北上暖濕空氣冷却而成之海霧，就登陸以前的情況而論殊難劃分，尤以臺灣近海爲然，因爲這種海霧同樣可因登陸風而移置陸上。此與加利福尼亞層雲因地理環境和天氣圖情況之不同而頗有差異。加利福尼亞層雲爲夏季地面西至西北強風自太平洋東部並熱帶反氣旋的逆溫層下吹出，和海岸冷水流相接觸的後果。臺灣則爲冬季寒帶反氣旋入海，廻流東北風折回和西北海岸冷水面相接觸；或臺灣南方東南方有反氣旋建立，南向風逼近北部冷海岸所致。因此在新竹桃園一帶常有層雲移入，淡水河口有時午後的登陸風接觸冷水面也會有這種霧形成。都以暮冬和春季出現較多。



第六圖　臺灣北部局部小旋流之生成

海岸高逆溫霧之移置陸上和局部地方性空氣旋渦有密切關係。據研究美國加利福尼亞海岸的高岬和海岸外的山嶺時常形成一種局部氣旋形旋流，範圍自數哩至五十哩。由於此種旋流的登岸氣流更容易產生層雲，而離岸氣流盛行處則少層雲經研究臺灣北部的地形和氣流線。發現也有類似情況。見第六圖所示。由此可見當東南風接近飽和之情況，桃園及新竹一帶最易有此種霧吹入。

六、平流輻射霧

(一)形成的氣象因素

平流輻射霧從名稱上就可以知道是一種平流和輻射在成霧過程居同等重要的霧。若干季節或地區濕空氣來自開濶洋面，隨後在溫度相似的陸地上平流，空氣冷却主要由於夜間輻射之故。另外若干季節和地區，濕空氣自南向北平流於漸次寒冷的陸地上。因而夜間輻射更容易使空氣飽和。喬治 George 等將後者也稱爲「熱帶空氣霧」，然以預報變素必須根據物理上的成因來選定，陸上的平流輻射霧和熱帶空氣霧既然都是輻射和平流對等重要，自應視作一類。海上的熱帶空氣霧和海霧都屬於平流性，也應該歸納爲一類。

輻射或平流單獨一種既可成霧，兩種過程相聯繫，自必增加成霧的可能性。寒季陸上因爲輻射冷却始終佔很重要的地位，因此純平流霧極少出現。除此之外，水氣來源當然也很重要，因此風之來自水面或濕地者更易成霧。

平流輻射霧在下面這幾種情況下不致生成：

①空氣中缺乏水氣。　②前一天午後日射受熱使氣溫上升太高。

③有雲層遮蔽，使夜間輻射冷却不足。　④由於溫度南北向遞減梯度太弱，不足以造成平流冷却。

⑤强風引起亂流使生成者並非地面霧，而是一種層雲或層積雲。

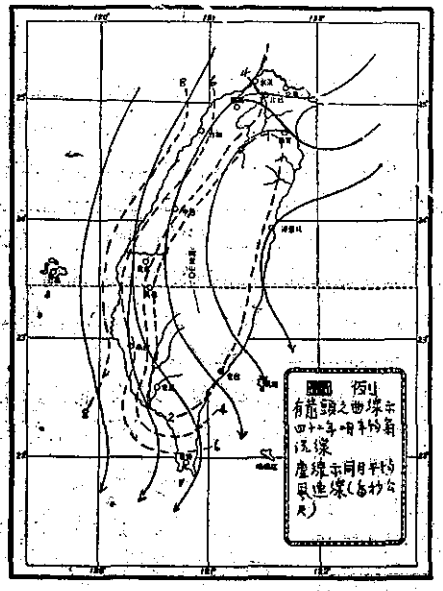
⑥空氣有下坡運動，因而產生沉降作用和絕熱增暖。⑦平流作用被山嶺所破壞。

這種平流輻射霧一經產生，通常到第二天晨間因日射使地面增暖而逐漸消散。如果霧層很濃(厚)，或者高空有雲層移入，則保持較久，也可能整天不散。再如地面很濕，日射引起的蒸發作用使露點升高，也能延緩霧的消

散時刻。

(二)客觀預報要領

輻射作用既是形成此種霧的主因之一，因此從事客觀預報研究可以採用預報低霧的變素，包括：溫度、露點、前一天午後的露點差，和預測當夜之雲量。此外平流作用既然也很重要，因此地面和梯度面的風向風速也是有用的變素，如前所指示：風可用兩地氣壓差來代替。了解空氣過去途徑也很重要：凡是空氣日間所經歷的旅程，一路上有雲掩護或掠過水面濕地者，自必增加成霧之可能性。



第七圖　四十二年二月臺灣理想之北面氣流線及平均等風速線

(三 平流輻射霧在臺灣之重要性

試將臺灣各月霧日分佈圖與臺灣地理形勢所促成的一般流線相比較，可以看出臺灣多霧地區顯然兼具輻射和平流兩種過程。換句話說，大部當屬平流輻射霧。今根據霧日最多之四十二年二月各地最多風向及平均風速繪成理想之地面氣流線及平均等風速線，如第七圖所示。圖中可見當東北風最初登陸臺灣北部時，構成該處之陰沉毛雨天氣。此種低雲足以阻碍地面之夜間輻射冷却，因而也減弱南北向的溫度梯度。等到越過十六份一帶的高山以後，雲破天霄，夜間輻射冷却强烈，乃致構成濃霧。中部平原西螺河一帶由於地面濕潤，霧日更多。

即以南向風而論，由於臺灣海峽東南部也屬於暖水面，北上之暖氣流挾有豐沛水份，在臺灣西南海岸登陸後和逐漸寒冷的陸地相接觸，只要在非密雲天空的地區夜間，輻射冷却也可造成平流輻射霧。換句話說，向北平流加强了成霧的可能性。以臺灣而論，暮冬初春南風已常侵入。一直要到地面已充份受熱，夜間輻射冷却不足以使之降至露點才無成霧可能。因此臺灣西部霧日四五月間已銳減，六月至九月一段時期內，平均全月不足一次。

七、結　　論

綜上分析，似可初步說明臺灣本島和近海霧和層雲的概況。即影響臺灣的氣團霧以平流輻射霧最爲重要，所佔的比例也較多。臺灣中南部之霧季當以此爲主角。北部冬季則以大陸性高逆溫霧居主體，多以層雲姿態出現。二者都由於寒帶沉降反氣旋中吹出的東北季風，繞道日本以南很長的一段暖水面才使溫濕增加，易於成霧。海岸高逆溫霧在初春期間有時也會侵入臺灣西北海岸。至於純輻射性低霧僅見於地形有利的局部地區，所佔比例不大。以海霧而論，唯有北上暖濕空氣循緯度遞增而冷却生成者，見於臺灣海峽西北部之春季。此外界面霧也佔有相當比例，部份由於臺灣陸地較熱，降水後蒸發旺盛足以促使露點升高，倘再加以降水進行中的雨點蒸發，自然更易成霧。一般而論，臺灣霧季十月開始六月終止。逐年偏差極爲顯著，主要爲盛行氣流所控制。

霧或層雲關係飛行和航海都很重要，爲預報特殊天氣的主題。但在臺灣則由於構成因素之複雜，預報員常感萬分困擾。再者，霧和層雲之觀測，在紀錄上都無法表明其類別和成因，因此事後統計和檢討至爲費事。由於多種霧或層雲之預報都要依靠客觀預報方法，特別是一些從大陸來臺的預報人員對此常缺乏經驗，因而更需要客觀預報研究的輔助。從事客觀預報研究，先決條件當在就以往紀錄中區分各種霧的類別，根據它的成因來劃分各種霧的頻率，然後分別尋找它的變素來分析，導出一種有效的方法。本文目的僅在作扼要介紹和初步解釋，由於有用的參考資料和統計數字不多，自難免有錯誤之處，尚望諸先進不吝指正。

參　考　文　獻

AWSM 105-44 : General Aspects of Fog and Stratus Forecasting Apr. 1954

Byers : General Meteorology

Bundgaard, R. C. : A Procedure of Short Range Weather Forecasting

Clapp, P. F. : The Causes and Forecasting of Fogs of Cheyenne Wyoming

(下轉第34頁)

客觀預報技術之最近發展

萬寶康

美國空軍氣象訓練政策在上年度內已有一重要之改變，即其各種有關預報之訓練歸併爲兩個四十四週之班次，一爲預報技術班(Weather Forecast Technician)，一爲預報領班班(Weather Forecast Superintendent)前者屬於於基本訓練，後者屬於高級訓練，同時並將過去之高空預報班(High Altitude Forecaster，十二週)及氣候技術班（Climatological Technician，十八週）等短期班次取銷，一律併入預報領班班之內。此兩種班次之受訓人員可能同時包括氣象軍官與士官。各自由國家之空軍當局在美國共同防禦法案支持之下，大多均派有氣象軍官或士官前往受訓中國空軍亦爲其中之一。

預報領班班之教育計劃計包括有1011小時之訓練時數，其中數學 149 小時約佔 13.8%，高級分析 164 小時約佔 16.2小%；預報 249 小時約佔 24.6%；客觀預報技術 143 小時約佔 14.1%，理論氣象 128 小時約佔 12.7%，有關專題講演 183 小後約佔 18.1%，除數學與理論氣象係繼續基本訓練作進一步之講解外，高級分析與預報係包括過去高空預報班之各主要課目，客觀預報技術部份除包括氣候技術班之各主要課目外，更將客觀預報技術併入講解。其他有關專題講演則包括雷達原理，微氣象學，海洋學，長期預報，水文學與大氣物理等課目。

客觀預報技術爲近年興起之一種預報方法，頗爲實地氣象工作者所重視，而正式列爲訓練課目且與一般預報技術並駕齊驅，在氣象史上尚屬創舉。此項課目之 143 小時訓練時數中，包括統計學46小時約佔 32.2%，氣候資料整理(Climatological Techniques) 42小時約佔 29.4%，標準圖表應用（Nomography）50小時約佔 7.0%，氣候資料分析（Synoptic Climatology）5 小時約佔 3.5%，客觀預報技術30小時約佔21%。在此30小時中，包括應用氣候學理論 5 小時約佔 16.7%，客觀預報方法10小時約佔 33.3%及實習15小時佔50%。

關於客觀預報技術之講解，在美國空軍方面除上述有關氣候技術各種教材外，主要以其天氣預報之客觀方法（Some Techniques for driving Objective Forecasting）一書爲藍本。此書編列爲 Awsm 105～40，其第一版係於 1953 年四月出版，曾經中國空軍當局譯印爲翻譯叢書之一種（氣三）。惟其修正版復於 1955 年四月出版，其內容幾與第一版完全不同，並具有若干重要之改變與進步。該書所採用之客觀預報方法係以圖解法爲限。玆將其修正版中若干特別值得注意之改進要點予以討論，以爲作者前此所發表客觀預報法之原理與應用一文之補充。

1. 工作程序之劃分：在第一版中，本書係採用以下五個步驟：

(a) 預報問題之確定。

(b) 有關預報氣象因子之選擇。

(c) 整理並分析適當之資料。

(d) 以簡明方式敘述研究之結果。

(e) 考核預報之效果（以另外或當日之資料測驗之）。

在修正版中又根據 J. J. George 之意見增加爲以下七個步驟：

(a) 選擇所欲預報之氣象事業。

(b) 確定所欲預報天氣狀況及其時間之極限。

(c) 簡要敘述所欲預報之問題。

(d) 列舉有關預報各種可能之氣象因子。

(e) 整理並分析適當之資料。

(f) 考核所得之預報方法（以獨立及當日資料測驗之）。

(g) 以簡單直接之方式敘述所得之結果。

在上列七個步驟中，其前三個步驟實際均可歸納於原有之第一個步驟中。其第七個步驟在表面上似與原有之第四個步驟相同，但內容則完全不同，故新定之第五個步驟實包括原有第三，四兩個步驟，而新定之第七個步驟則可以從略。惟原有第一個步驟之細分，其目的在使預報問題之所在更爲確定。在新定之第一步驟中，吾人可將影響當地最甚之氣象事象選定霧與層雲，雲幕高，能見度，風速，濕度，雨量等。在第二步驟中，吾人可將所欲預報

氣象事象及其時間之極限予以確定，如將雲幕高與能見度確定爲 300 呎與$^1/_2$哩，600 呎與一哩或1000呎與 3 哩等，或將風速確定爲25浬，35浬或50浬等。至於此種預報氣象事象發生之時間則必須確定在最後一次觀測時間後之 6，12，18 或 24小時等。但最後一次之觀測時間必須先行決定，以爲預報可能應用最後一次資料之依據。如欲於1600發佈一次霧與層雲之預報，其最後一次之觀測時間應爲1530，如欲於0800發佈一次雷雨之預報，則其最後一次之觀測時間應爲0730。各地面觀測時間能與高空觀測時間盡量接近則更佳，因在一次預報常同時需要此兩種資料。在第三個步驟中，必須將所欲預報之問題簡要予以敘述，以下爲其兩個範例：

(a) 由0530之觀測預，報當日1200至2400間雷雨之發生與否。

(b) 由1530之觀測，預報1600至翌晨1000間延續兩小時以上低於 300 呎雲幕高及小於$^1/_2$哩之能見度。

由此可見此三個步驟實與原有之第一個步驟無異，但比較更精細確定。爲簡單明瞭起見，作者認爲仍以維持原有之五個步驟或竟將原有之第三，四步驟合併而簡化爲四個步驟爲適宜。

2. 預報問題之分類：在本書第一版中將適用圖解法之客觀預報方法分爲當地預報 (Local Forecast) 及區域預報(Regional Forecast)兩類。一般之客觀預報方法僅適用於當地預報，對於區域預報之嘗試係 J. J. George 等(1951)所開始，但不見十分成功，故作者前此對預報問題分類時，即將此一類略去。修正版中未見對區域預報予以重視，此種觀點與作者完全一致。

關於當地客觀預報方法之分類，作者過去曾分爲有無發生及數值多寡兩類，本書修正版中則將預報問題按性質分爲以下四種：

(a) 有無發生。

(b) 發生時間。

(c) 延續時間。

(d) 發生强度，如降水量，最高或最低溫度，能見度或風速等。

再將此四種預報問題歸納爲兩類

(a) 有無發生 (Yes or No)。

(b) 何時或多寡 (When or How much)。

其第一類與作者意見相同，其第二類則較作者意見更爲明顯。此兩類客觀預報方法之原理業經作者詳加闡釋，可補償本書之不足。

3. 資料之整理與分析：一種預報問題既經確定之後，其所需資料即須加以一番整理始可直接應用，否則龐雜繁多，必致無從着手。本書修正版中提供一種便利之方法，可作爲吾人之借鑑。此等資料之來源可得自地面觀測紀錄，高空觀測紀錄或歷史天氣圖，應用時可將其摘錄於一種按需要而任意設計之登記表中。此種登記工作雖云比較枯燥，但如能整理得法即可節省不少人力與時間。下方即爲此種紀錄登記表之一範例。

JAN 1953

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)
			← 1530 (LOCAL) SURFACE						→		1500Z 3000FT	← 1500 Z 850 MB		→
OB. NO.	DATE	OCCUR DAY	SKY	VIS	WEA	P	T	T_d	WIND DD	WIND VV	WIND DDVV	HH	T	T_d
124	1		0	15		205	56	45	ESE	10	1015	479	-1	-3
125	2		50⊕	10		184	54	46	SE	8	1214	481	0	-1
126	3	X	30⊕	8		142	55	48	SE	8	1520	512	6	2
127	4		7⊕	1	L-F	098	52	51	SW	4	2108	476	6	5
128	5		200⊕	15+		153	43	36	N.W.	15	3223	472	-5	-11
129	6													
130	7					ETC.								
131	8	X												
132	9	X												
133	10													
134	11													
135	12													
136	13	X												
137	14													
138	15	X												
ETC.														

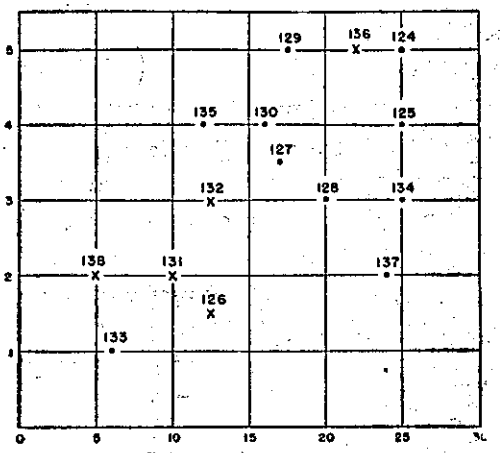
第 一 表　紀錄登記表之一範例

表中表示1953年一月有無雷雨各日各種有關氣象因子之地面及高空觀測紀錄。有×號者表示雷雨發生之日期，無符號者則表示無雷雨發生之日期。各月必須分紙登紀以免混淆。所蒐集之資料愈多愈好，一般以三年以上爲原則，始可認爲有力之依據。

經過整理之資料可以分佈圖 (Scatter Diagram) 方法分析之。此種方法之要領在選擇一種適用之方格紙，以任意兩個可能有關之氣象因子爲縱橫坐標，盡量使其分度寬大以免多數標點過分之擁擠或重疊。下圖爲此種分

佈圖之一範例。

圖中×號表示某種氣象事象發生之情形，。號表示其不發生之情形。在標出數月紀錄後，如此兩種標號之分佈毫無系統可尋，即證明此兩個氣象因子毫無相關關係，必須更換另外兩個氣象因子再行試驗，直至達到確定之結果爲止。至於分佈圖中等值線（(Isolines)之繪製方法作者原文中已有說明，此處不再重複。



第一圖　分佈圖之一範例

4. 預報檢查單之應用：預報檢查單(Forecast Checklist)爲協助客觀預報之一種有力工具。其內容包括所需要之資料，逐步工作程序及預報結果考核，在實際工作時可節省不少之人力與時間。下方爲此種預報檢查單之一範例。

Denver 九月雷雨之預報

預報檢查單

日期_____

需要資料

a. Denver 地面露點　(2030M)_____°C

b. Denver 500mb溫度 (0300 z)_____°C

C. (a)−(b)……_____°C

d. Denver 700mb 高度 (0300z)_____(十呎)

e. Boise 700mb 高度 (0300z)_____(十呎)

f. (a)−(e) ……_____(十呎)

g. 對流凝結面氣壓 (Denver, 0300z) _____mb

h. 結冰面 (Denver, 0300z)　_____mb

i. (g)−(h) ……_____mb

工作程序

1. 將 (c) 與 (f) 數值填入第（　）圖中，

各標點落於 B區，預報無雷雨並停止工作

各標點落於 A區，則進行下一步驟，

2. 如 (i) 數值<-20mb，預報無雷雨_____

如 (i) 數項>-200mb，預報有雷雨_____

實測結果

雷雨有_____無_____

此項預報檢查單通用於 Denver 於九月雷雨之預報，此種方法已見於作者原文，讀者可自行參閱。

5. 定量預報之考核：客觀預報通常使用之考核方法祇顧及正誤預報次數之多少，而不考慮預報與實測偏差之多少，即將每一次預報之重量視作相等，不論預報之數值是否與實測有異。此種考核顯然僅適用於無發生一類之預報，而不適用於何時或多寡一類之預報。Vernon (1953) 曾設計一種所謂偏差技術得分 (Deviation Skill Score) 之計算方法以適應考核何時或多寡一類預報之需要。此種考核方法之優點在兼顧預報數值對於實測數值之線性偏差。

根據 Vernon 之定義可將偏差技術得分寫爲：

$$S_d = \frac{\sum d_o - \sum d_f}{\sum d_o}$$

式中 $\sum d_o$ 表示預報數值與純粹機遇應有數值偏差之總和，$\sum d_f$ 表示預報數值與實測數值偏差之總和，S_d 即表示偏差技術得分以別於習用之技術得分 S。

苟用通常之預報正誤次數紀錄表 (Contingency Table) 之行 (Rows) 與列 (Columns) 表示之，則吾

人可得如下之結果：

$$\sum d_f = \sum (n_{rc} \cdot d_{rc})$$

及

$$\sum d_e = \sum \left(\frac{n_r n_c}{T} n_{rc} \right)$$

此處 n_r 爲各行之總次數，n_c 爲各列之總次數，n_{rc} 則爲 r 行與 c 列所構成細胞包括之次數，d_{rc} 爲此細胞對於零級 (Zero Class) 之級差 (Class Deviation)，即等於各細胞離開完全正確細胞 (Perfect-bit Cell)。如第三表所示，其第一行第一列之完全正確細胞爲 (21—30) 其級數爲零，故 (2230—2130) 細胞之級數爲 1，(2330—2130) 細胞之級數爲 2，餘類推。T 爲預報之總次數。此種考核方法中之 d_e 與原有考核方法中之 D 相似，如所引用之資料甚廣，則 d_e 即可用以代表純粹由氣候狀況應得期望數值 (Climatological Expectancy)。

第二表爲一種示範性之預報正誤次數紀錄表，表示某地發生霧之預報時間與實測時間。爲求其簡單明瞭起見，假定霧之發生時間無論預報與實測均以表列時間爲限，其他不在表列時間均以其最接近之表列時間表示之。

實測	預報						總計
	2130	2230	2330	0050	0130	0230	
2130	7	5	1	0	1	0	14
2230	3	6	3	2	2	0	16
2330	2	2	3	4	2	2	12
0030	0	1	3	6	4	2	16
0130	0	1	3	4	5	5	18
0230	0	0	4	5	6	9	24
總計	12	15	17	18	20	18	100

第二表　霧發生時間之預報正誤次數紀錄表

由第二表所有資料計算偏差技術得分 s_d 可應用第三表及第六表爲助，惟由第二表可知 T=100，n_r 可依次爲14，16，……，24等，n_c 可依次爲12，15，……，18等，n_{rc} 則可依次按 r 行與 c 列所構成之個別細胞決定之。

實測	預報					
	2180	2230	2330	0030	0130	0230
2130	0	1	2	3	4	5
2230	1	0	1	2	3	4
2330	2	1	0	1	2	3
0030	3	2	1	0	1	2
0130	4	3	2	1	0	1
0230	5	4	3	2	1	0

第三表　每一細胞所代表之級差 d_{rc}

實測	預報					
	2130	2230	2330	0030	0130	0230
2130	1.68	2.10	2.38	2.52	2.80	2.52
2230	1.92	2.40	2.72	2.88	3.20	2.88
2330	1.44	1.80	2.04	2.16	2.40	2.16
0030	1.92	2.40	2.72	2.88	3.20	2.88
0130	2.16	2.70	3.06	3.24	3.60	3.24
0230	2.88	3.60	4.08	4.32	4.80	4.32

第四表　每一細胞純粹由機遇可期得之次數 $(n_r n_c)/T$

實測	預報					
	2130	2230	2330	0030	0130	0230
2130	0	2.10	4.76	7.56	11.20	12.60
2230	1.92	0	2.72	5.76	9.60	11.52
2330	2.88	1.80	0	2.16	4.80	6.48
0030	5.76	4.80	2.72	0	3.20	5.76
0130	8.64	8.10	6.12	3.24	0	3.24
0230	14.40	14.4	12.24	8.64	4.80	0

第五表　經過每一細胞偏差權衡後之機遇期得次數 (d_{rc}) $[(n_r n_c)/T]$＝第三表×第四表

實測	預報					
	2130	2230	2330	0030	0130	0230
2130	0	5	2	0	4	0
2230	3	0	3	4	6	0
2330	4	2	0	1	4	6
0030	0	2	3	0	4	4
0130	0	3	6	4	0	5
0230	0	0	12	10	6	0

第六表　經過每一細胞偏差權衡後之預報次數 $[(n_{rc})(d_{rc})]$＝第二表×第三表

將第五表中所有之數值相加可得：

$$\sum d_e = \sum\left(\frac{n_r n_c}{T}\right) d_{rc} = 193.2$$

同樣將第六表中所得之數值相加可得： $\sum d_f = \sum (d_{rc} n_{rc}) = 103$

根據 s_d 之定義可知

$$s_d = \frac{\sum d_{de} - \sum d_f}{\sum d_e} = \frac{193.92 - 103}{193.92} = \frac{90.92}{193.92} = .468$$

偏差技術得分 s_d 之變化亦爲 0 至 1 有如習用技術得分 S 然。此種考核方法對於定量預報顯然極爲便利。此種偏差技術得分 s_d 可反映預報誤差之多寡，而習用技術得分 S 則祇可表示正誤預報次數之比較。同時此種考核方法亦可鼓勵預報人員盡量確定其判斷之結果，而限制其模淩兩可（Hedging），如僅就其中間情形預報則其得分即將大爲減低。

玆根據上述已修正之工作程序按四個步驟方式再舉一例說明雲幕高與能見度之綜合客觀預報方法及有無發生與何時或多寡兩類預報問題之連帶關係。此例前一部份係取材於美國空軍氣象勤務部技術處考核發展科所發表之 Andrews AFB 各季低雲幕與能見度之客觀預報一文，原文刊載於1954年九月出版之美國空軍氣象技術公報，後一部份則取材於本文所根據修正版之天氣預報之客觀方法一書。

1. 最低限度雲幕高與能見度有無發生之預報：

(a) 低雲幕與能見度爲影響 Andrews AFB 之一重要天氣現象，其可能飛行之最低限度雲幕高爲 600 呎及（或）能見度爲 1 哩。此處之目的在預報1700Z 以後未來12至18小時此等最低限度以下雲幕高及（或）能見度之有無發生，並以1630E 之觀測紀錄爲其最後可用資料。假定此種天氣現象可延續至兩小時以上，故成爲該地影響飛行之一顯著問題。本文以春季之三，四五月爲限。

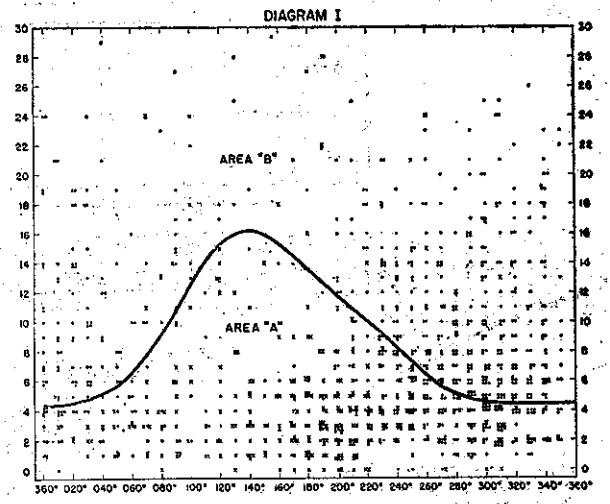
(b) 根據美京首都機場美國氣象局氣象臺之建議及若干參與此項研究工作人員之經驗，認爲有關此項預報問題之氣象因子爲：

①露點差。 ②地面風速與風向。
③梯度風速與風向。 ④850mb溫度與露體。
⑤穩定度。 ⑥氣壓變化。

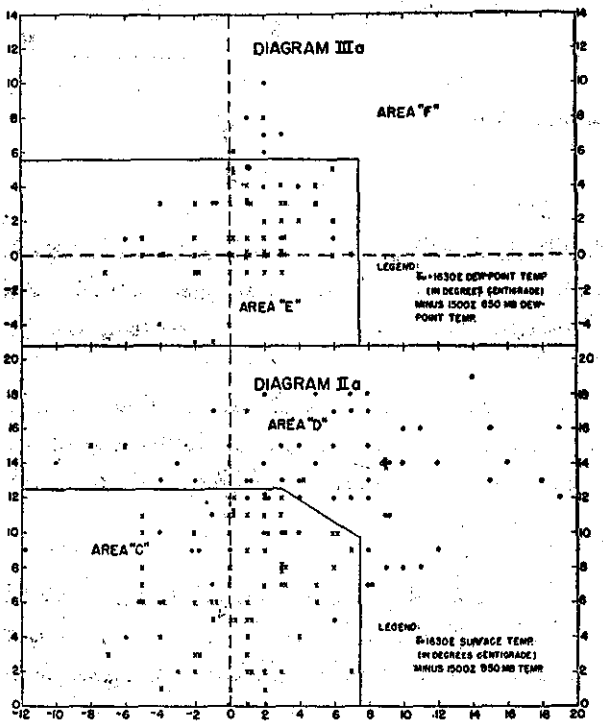
(c) 此項研究以 Andrews AFB 氣象臺之五年（1948—1952）地面觀測紀錄爲基本資料。高空則取自各相同年份之高空氣象日報（包括氣球測風及探空資料）。惟1953年之各種資料則未予合併應用以便作爲獨立性之試驗資料。因所引用之地面及高空資料均有部份缺漏，故實際採用者僅有50個月約1500日之資料。

經以各種組合方法將不同時地之上述各有關氣象因子應用分佈圖予以分析後，發現其中應以以下各氣象因子爲重要：

①地面風向。
②1000呎風向。
③ 3000呎風向。
④以上各高度風速。
⑤12小時地面氣壓變化。
⑥6 小時地面溫度變化。
⑦地面露點差。
⑧850mb露點差。



尤以 DCA（美京首都機場）1500Z 之 3000呎風向與1500Z之850mb 露點差之一種組合結果最爲顯著，有如第二圖所示。圖中A 區表示多數此等最低限度以下雲幕高及（或）能見度發生之區域，B區則表示多數此等最低限度以下雲幕高及（或）能見度發生此等最低限度以上雲幕高及（或）能見度不發生之區域。



第二圖 Andrews AFB 各月 850mb 露點差與3000呎風向所組成之分佈圖×表示 600 呎及(或) 1 哩以下之雲幕高與能見度，·表示 600 呎及（或）1 哩以上之雲幕高與能見度。

欲進一步鑑別A區最低限度以下雲幕高及(或)能見度之究竟是否發生，復經選擇以下各有關氣象因子爲研究之對象：

①850mb溫度。

②風向隨高度之變化量。

③地面露點差隨時間之變化。

④地面與850mb之溫度差(穩定度)。

⑤地面與850mb之露差差。

⑤850mb之溫度梯度(各選擇測站間之較差)

⑦850mb之露點梯度(各選擇測站間之較差)

經分析結果，發現其中以 ADW（Andrews AFB）163°E與1030E地面露點差(F°)之較差及ADW1630E地面溫度（C°）與 DCA 1530Z 850mb溫度（C°）較差（以γ表示之）之一種組合結果最爲顯著，有如第三圖所示。此圖僅限用於春季三、四、五各月。

第五圖 (a) Andrews AFB 春季穩定度指標γ與地面露點差變化所組成之分佈圖。

(b) Andrews AFB 春季穩定度指標γ與濕遞減γ_w較差及地面露點差變化所組成之分佈圖×表示600呎及（或）1 哩以下之雲幕高與能見度 ·表示 600 呎及（或）1 哩以上之雲幕高與能見度。

第五圖分爲 (a) 與 (b) 兩部份：在 (a) 部份所示之分佈圖係以穩定度指標γ與地面露點差變化爲坐標，並以目力將其劃分爲 C 與 D 兩區。C 區表示最低限度以下雲幕高與能見度發生之區域，D 區表示最低限度以上雲幕高與能見度發生之區域。因欲使其最低限度以下與以上雲幕高與能見度發生區域更行明顯分開起見，乃再以穩定度指標γ與濕溫度遞減率γ_w較差與地面露點差變化爲坐標繪製分佈圖，有如 (b) 部份所示。但其結果無甚增益，大致與 (a) 部份相似，由此可證明兩者均有相當之眞實性。

(d) 此項研究結果經以1953年之各種資料予以考核，其結果可以下方之預報正誤次數紀錄表表示之。

	最低限度以下	最低限度以上	總　　數
最低限度以下	41	17	58
最低限度以上	11	252	263
總　　數	52	269	321

準確率 91%　　技術得分 17

此種方法有以下三個限制：①在觀測時間如天氣狀況適在臨界狀態或在最低限度之雲幕高與能見度以下，則此種方法不適用。②如有一界面已經過或預報將在觀測時間二，三小時經過，則此種方法不可靠。③不可用以預報純粹之輻射性地霧。

Andrews AFB 雲幕高與能見度之預報

預 報 檢 查 單　日期＿＿＿＿＿＿

需 要 資 料

(a) DCA 3000呎風向 (1500z)＿＿＿＿＿＿　(b) DCA 850mb 露點差 (1500z)＿＿＿＿＿＿°C

(c) 1630E 地面 $T-T_d$ ＿＿＿＿＿＿°F　(d) 1030E 地面 $T-T_d$ ＿＿＿＿＿＿°F

(e) (c)-(d) _____ °F　　(f) 1630E 地面 T _____ °C

(g) 1500z 850mb T _____ °C　　(h) (f)-(g) _____ °F

(i) 1630E 地面T_d _____ °C　　(j) 1500z 850mb T_d _____ °C

(k) (i)-(j) _____ °C

工 作 程 序

①將 (a) 與 (b) 數值填入第二圖中，

如標點落於 B 區預報無最低限度以下雲幕高與能見度並停止工作。

如標點落於 A 區則進行下一步驟。

②將 (e) 與 (h) 數值填入第五圖 A 部份，

如標點落於 C 區預報有最低限度以下雲幕高與能見度並停止工作。

如標點落於 D 區預報無最低限度以下雲幕高與能見度並停止工作。

實 測 結 果

最低限度以下雲幕高與能見度有_____ 無_____

2. 最低限度以下雲幕高與能見度發生時間之預報：

a. 此項預報問題爲在每日 1630E 預報 1630E 至翌晨 1030E 間最低限度600呎及（或）1哩以下雲幕高與能見度發生之時間。此種方法之有效時間爲春季三、四、五月。

b. 此項時間問題之有關氣象因子爲 Andrews AFB 觀測所得之以下各種資料：

① 1500z 3000呎風向。　② 1630E 雲幕高。　③ 1630E 地面溫度露點差$T-T_D$。

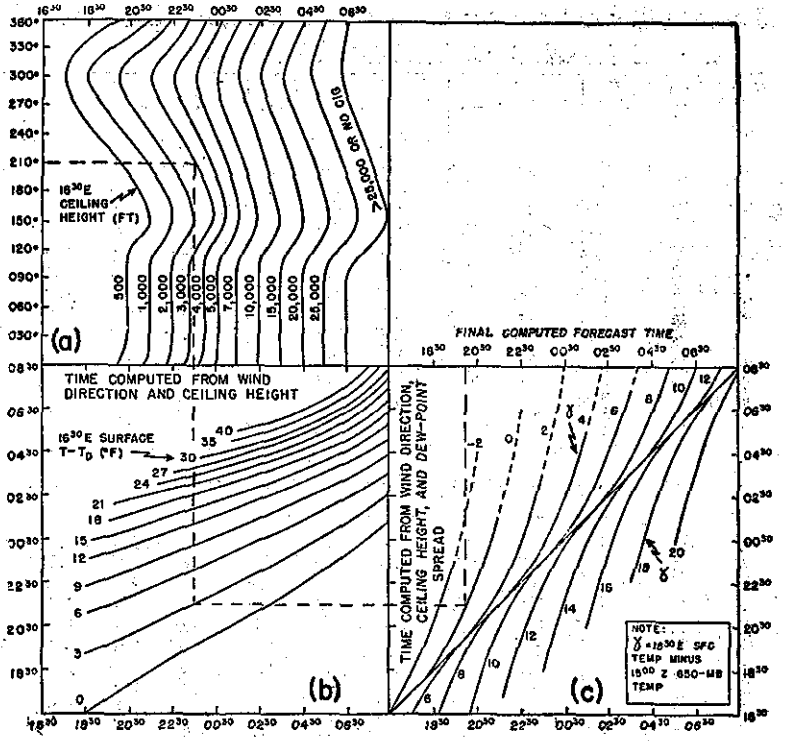
④穩定度指標γ（即地面溫度減 850mb 溫度）。

c. 上述四項有關氣象因子，如以 x_1 代表1500z 3000呎風向，x_2 代表 1630E 雲幕高，x_3 代表 1630E 地面溫度露點差，x_4 代表穩定度指標γ，則此四項有關氣象因子可按以下組合方式循序分析之。

$$\left.\begin{matrix}x_1\\x_2\end{matrix}\right\}t_1 \qquad \left.\begin{matrix}t_1\\x_3\end{matrix}\right\}t_2 \qquad \left.\begin{matrix}t_2\\x_4\end{matrix}\right\}t_3$$

其中 t_1 表示所預報最低限度以下雲幕高與能見度發生時間之第一近似值，t_2 表示其第二近似值，t_3 表示其第三近似值亦即爲其最後之預報發生時間。每經一次改善則其預報之結果愈益正確，由實際應用之經驗，可知此項預報問題經過三次之改善後，已勿須再行改善。此三個分佈圖有如第六圖(a)，(b)，(c) 三部份所示。

設春季某日 Andrews AFB 所測得1500z 3000呎風向爲210°，1630E 雲幕高爲3000呎，1630E 地面溫度露點差爲 3°F，γ之數值（1630E 地面溫度減1500z 850mb 溫度較差）爲零，由第六圖按 (a)，(b)，(c)三個分佈圖循序而進，即可獲知其最低限度以下雲幕高與能見度之發生時間應在 2030E 附近。 （下轉第34頁）



第六圖　Andrews AFB 春季最低限度以下雲幕高與能見發生時間之預報。

臺灣之雷雨

黃光袁

引言：臺灣位於副熱帶，緯度較低，時屆夏令，每多雷雨，本年入夏以來，雷雨較往年頻見，且雷電似特重，雷殛時聞，大雨傾盆，短時內更常獲豐富之雨量，據非正式之統計，本年七月廿二日，中南部一日間，竟有被雷擊斃九人之紀錄，至屬驚人，又本年八月十七日下午大雷雨，範圍頗廣，雖爲時僅三小時左右，臺北市降水量竟達一百公厘之譜，爲近十年來所未見，其他各地，如高雄亦爲一百公厘，臺南九十公厘，蘭嶼五十三公厘，恒春四十七公厘，宜蘭四十公厘，花蓮僅一公厘，澎湖爲零點一公厘，雷雨爲時令產物，或爲各方所關切，爰採臺灣雷雨資料，略予分析，俾供參考耳。

雷雨之界說：雷雨爲暴雨與雷電併作之現象，有雨而無雷電，即成過境陣雨，有雷電而無雨，亦非雷雨，如沙漠旋風 Elmo's fire 然，一九三五年，華沙舉行之國際氣象首長會議，其第十六號決議案即規定，電光與雷雨併作，謂之雷雨(Thunderstorm)，如僅聞雷聲而無電光或無降水者，實際上，皆不得謂爲雷雨。

臺灣雷雨之種類及其發生之情況：雷雨發生於極不穩定空氣中之積雨雲，造成雷雨之唯一條件即爲劇烈之對流運動，同時伴有大量水汽之凝結現象，此項對流運動之發生，就氣象環境而論，係由兩種不同方式而產生，雷雨即據此分類，惟臺灣常爲颱風所經，臺灣之雷雨，遂可約分爲熱力雷雨，界面雷雨及渦流雷雨三種，而以熱雷雨爲最常見，其發生之情況，略分如下述：

(一)熱力雷雨——此種雷雨，係因地面層溫度過高，絕熱遞減率劇增造成不穩定狀態之氣層，而交互激成者，其持續之時間甚短，發生之範圍甚小，惟發生之次數則較多，以民國卅六年情況爲例，全年熱力雷雨之發生，共計八十日，平均約爲七十日，如以各月而論，七月最頻見，民國卅六年七月爲廿八日平均約爲廿日，占全年百分之三十左右，八月次之，而以一，二，三，十二四個月最少，每日而論，則以下午最高溫度發生之時爲最多，早上溫度最低之時最少發生，即下午二至五時最多，上午六至八時最少，其變化似適與一日間溫度升降之週期相符合，如附表一，惟海洋上溫度日變較少，夜間溫度低時，反爲其上氣層不穩定之時，雷雨發生之時間，遂大見落後，此點須予提出，則表一所列澎湖之1、4次爲最多，適發生於午夜之23—24時之一項事實，方可解釋合理。

表一：臺灣各地歷年一日間各時雷雨發生平均回數

地名	時 0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13	紀錄年代
基隆	0.2	0.5	0.4	0.2	0.3	0.7	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.8	1.6	民前12—民國35年
臺北	0.9	0.6	0.8	0.9	1.0	1.0	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	1.5	3.5	民前15—民國35年
新竹	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3	0.2	0.5	0.6	民國1—民國35年
臺中	0.4	0.7	0.7	0.5	0.9	0.9	0.6	0.7	0.5	0.8	1.0	1.3	2.3	民前15—民國35年
臺南	0.5	1.3	0.8	0.8	1.2	1.3	1.2	1.4	1.0	1.1	1.4	1.3	1.6	民前15—民國35年
高雄	0.4	0.6	0.6	0.5	0.4	1.0	1.0	0.8	0.9	1.3	1.0	1.2	0.9	民前3—民國35年
恒春	0.7	0.9	1.2	0.7	1.3	1.7	1.6	1.4	1.3	1.4	1.7	1.3	1.3	民前15—民國35年
宜蘭	0.6	0.5	0.9	0.9	0.8	1.2	0.4	0.4	0.3	0.3	0.7	1.4	3.3	民國25—民國35年
花蓮	0.5	0.3	0.2	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	1.1	民前1—民國35年
新竹港	0.3	0.4	0.3	0.9	0.6	0.9	1.6	2.0	1.1	1.1	1.1	0.6	1.6	民國29—民國35年
臺東	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	1.1	民前11—民國35年
阿里山	0.3	0.4	0.1	0.3	0.4	0.5	0.5	0.8	0.8	0.7	0.5	0.9	2.6	民國24—民國35年
澎湖	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.7	民前15—民國35年

地名	時 13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24	總計	紀錄年代
基隆	2.7	4.7	3.7	2.3	1.2	0.9	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2	24.5	民前12—民國35年
臺北	6.5	9.8	9.9	7.6	4.4	3.1	2.0	1.4	1.2	1.2	0.7	54.0	民前15—民國35年
新竹	1.7	3.3	2.9	2.0	1.5	1.0	0.8	0.5	0.8	0.2	0.4	20.3	民國1—民國35年
臺中	5.1	7.6	8.8	6.8	3.9	3.0	2.3	1.5	1.2	0.7	0.4	52.1	民前15—民國35年
臺南	3.1	4.9	6.2	5.6	4.3	2.3	2.0	1.4	1.1	0.6	0.4	46.7	民前15—民國35年
高雄	3.1	4.3	4.4	3.1	2.1	1.8	1.4	1.4	0.7	0.6	0.6	32.3	民前3—民國35年
恒春	1.6	1.7	1.5	1.4	1.5	1.4	1.3	1.6	1.8	1.3	0.8	32.4	民前15—民國35年
宜蘭	8.6	10.6	11.0	7.1	3.6	2.1	1.7	1.5	0.5	0.7	0.9	60.0	民國25—民國35年
花蓮	2.4	3.4	4.2	2.9	2.9	2.1	2.1	1.9	1.1	1.1	0.4	30.6	民前1—民國35年
新竹港	2.1	3.6	4.6	5.1	3.6	2.6	3.4	2.7	1.9	1.4	0.4	43.9	民國29—民國35年
臺東	2.2	2.4	2.2	2.3	1.8	1.2	1.4	1.8	1.2	0.8	0.4	26.5	民前11—民國35年
阿里山	5.7	11.9	12.3	9.7	6.3	4.1	1.4	1.9	1.0	0.3	0.3	63.7	民國24—民國35年
澎湖	0.7	0.9	0.7	1.0	0.7	1.1	0.9	0.8	0.8	0.7	1.4	17.2	民前15—民國35年

(二)界面雷雨——此種雷雨之造因，實由於不連續面自我國大陸發展後，再引伸至臺灣之結果，而其中又以冷面雷雨一種最爲强烈，風狂雨暴，專稱爲颱(Squall)，凡冷面所經之處，常有雷雨同時發生，而成線狀分布，故又稱爲線颱雷雨，臺灣界面雷雨，全年平均約五十日，似完全發生於四，五，六三個月中，十二月則絕無僅有。每日而論，其發生之時間，則並無一定之限制。

(三)渦流雷雨——此種雷雨，多半係受颱風，熱帶低壓或低氣壓之影響而造成者，進行急速，範圍甚廣，全年平均約五十日，與界面雷雨日數適相若，七八兩月，發生最頻，冬季亦常見。

臺灣雷雨之分佈：

(一)季節分佈——一般而論，臺灣雷雨季節之開始，約自三月，全年雷雨最多發生爲七八兩月，如以七，八，九三個月爲夏季，則夏季當爲臺灣雷雨最多之季節，春季次之。如附表二

表二：臺灣各地歷年各月平均雷雨發生日數

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	總計	平均	紀錄年代
基隆	0.3	0.5	1.5	2.5	2.9	6.2	4.6	3.3	1.8	0.5	0.1	0.0	24.2	2.0	1900—46
臺北	0.5	1.0	2.5	3.3	4.2	8.2	9.5	8.2	4.0	0.8	0.1	0.1	42.4	3.5	1897—46
新竹	0.2	0.9	1.8	2.1	1.5	2.3	4.2	3.4	1.6	0.3	0.1	0.0	18.4	1.5	1912—46
臺中	0.3	0.7	2.5	2.9	4.4	8.8	12.3	10.7	5.2	0.8	0.1	0.0	48.7	4.1	1897—46
臺南	0.3	0.6	1.4	2.1	3.9	6.2	10.6	10.5	7.1	1.4	0.1	0.1	44.3	3.7	1897—46
高雄	0.2	0.4	0.7	1.7	3.1	3.8	7.6	7.4	5.0	0.9	0.2	0.0	31.0	2.6	1909—46
恒春	0.3	0.3	0.7	1.6	4.4	4.6	6.1	5.6	3.5	1.4	0.3	0.1	28.9	2.4	1897—46
宜蘭	0.5	0.6	3.0	3.2	7.1	12.1	10.9	9.8	4.9	1.7	0.3	0.0	54.1	4.5	1936—46
花蓮	0.1	0.6	1.3	2.7	4.5	5.3	4.7	4.0	3.2	1.5	0.2	0.0	28.1	2.3	1910—46
新港	0.1	0.1	0.9	1.4	6.1	4.4	7.0	9.0	4.9	1.0	0.0	0.0	34.9	2.9	1940—46
臺東	0.3	0.3	0.9	2.3	4.8	3.4	4.2	4.5	3.4	1.0	0.1	0.0	25.2	2.1	1901—46
阿里山	0.3	0.4	2.2	3.3	7.3	9.5	10.6	12.2	8.3	2.3	0.3	0.1	56.8	4.7	1935—46
澎湖	0.4	0.3	1.5	2.9	2.0	2.4	2.9	2.4	1.6	0.3	0.1	0.0	16.8	1.4	1897—46
	冬			春			夏			秋					

(二)地域分佈——臺灣雷雨之地域分佈，常受地形之限制影響，自附表二，可見中部山地阿里山一帶最多雷雨，北部宜蘭亦多，次爲臺中臺南臺北一帶，而以澎湖爲最少，故知臺灣雷雨地域分布之趨勢，大致可歸納爲：西部北部多於東部南部，山地較平原爲多，小島嶼孤懸海洋中，則最少發生，阿里山爲中部山地所在，宜蘭則三面環山，且兩地適分別居於西部北部，故多雷雨，澎湖爲島嶼而偏居西南部，故少雷雨。

臺灣雷雨之降水： 雷雨之降水，因雷雨之種類不同而互異，以界面雷雨與渦流雷雨之降水量較多，熱力雷雨則較少，亦因地形之不一而各殊，高山地帶，雷雨較頻，降水量隨之而豐，如阿里山一地，因雷雨而降水，

表三：臺灣各地歷年各月平均雷雨降水量

紀錄年代：1937-46
單　位：公厘

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	總計
基隆	4.4	2.4	22.0	44.5	47.3	49.7	9.0	12.6	14.4	10.2	0.3	0.0	216.8
臺北	23.2	13.3	44.8	78.7	50.3	192.0	114.3	156.9	20.4	19.0	5.7	0.0	723.6
新竹	15.7	19.0	39.0	81.3	77.0	170.3	53.4	90.0	22.2	0.3	5.5	0.0	574.1
臺中	9.6	4.5	56.3	67.8	63.7	198.9	137.2	152.2	44.0	2.0	2.7	0.0	738.9
臺南	2.0	1.6	24.1	34.1	82.1	101.5	47.6	154.3	30.3	8.8	0.0	0.0	486.4
高雄	4.5	3.9	10.2	21.4	61.7	80.0	262.5	130.8	22.5	2.9	0.0	0.0	600.4
恒春	2.6	4.5	12.2	35.0	93.2	147.1	196.8	194.8	78.6	20.1	27.0	0.0	811.9
宜蘭	9.1	0.7	21.6	33.2	69.0	89.4	34.7	95.5	89.1	29.5	8.2	0.0	480.0
花蓮	8.8	3.9	38.7	27.7	42.5	54.3	50.8	103.1	88.0	45.0	6.8	3.8	473.4
新港	0.3	0.3	15.0	21.5	51.9	82.2	67.0	96.3	74.0	3.9	0.0	0.0	412.1
臺東	3.0	1.5	8.1	17.1	21.7	43.1	58.8	61.9	50.2	1.9	0.0	0.0	267.3
阿里山	11.9	3.1	74.4	88.5	200.4	232.2	199.0	241.0	149.1	25.9	2.8	0.0	1228.0
澎湖	7.1	2.1	44.9	29.4	38.1	96.6	42.1	32.8	34.8	0.3	0.0	0.0	328.2

其量全年爲一千二百公厘以上，冠於全省各地，澎湖較少，僅三百公厘左右而已，同時，各地雷雨既多發生於夏季，雷雨之降水，大多亦以六，七，八三個月最爲充沛，冬季則較少，即以臺北一地爲例，六，七，八三個月之雨量合計爲四百六十公厘以上，幾占全年總量七百二十三公厘之百分之六十四，亦爲冬季各月總量十五公厘之卅三倍，全省各地之雷雨降水實況，詳見附表三。

臺灣雷雨之災害：關於由雷雨引致之各種災害，因來源困難，資料有限，致統計未能精確，僅根據民國十四年至十八年間之調查報告，共計發生災害二百五十次之多，被災次數最高之時期，平均仍以夏季爲上，七月份最多，約占全年之百分之四十一，如以災害發生之地區論，臺南臺北似居首，高雄臺中居其次，至於被災者，則以人爲最常見，房屋次之，如附表四及附表五。

表四：臺灣各地落雷被害次數統計

時　期：民國十四至十八年
被害者：包括人，動物，房屋等

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	總計
臺北	—	—	—	—	4	6	27	9	1	1	—	—	48
臺中	—	—	1	1	3	7	14	6	2	—	—	—	34
臺南	—	2	1	2	2	12	27	15	9	—	—	—	70
高雄	—	—	1	5	1	8	21	6	1	—	—	—	43
其他地	—	1	—	—	2	8	14	15	12	2	1	—	55
全省	—	3	3	8	12	41	103	51	25	3	1	—	250

表五：臺灣各地落雷被害者類別及次數統計

時期民國十四年至十八年

地名 ＼ 被害者	人	動物	房屋	電柱	樹木	農作	其他	總計
臺北	14	2	12	10	7	2	1	
臺中	13	6	4	6	4	1	—	
高雄	16	14	8	3	3	1	4	
其他地	36	17	6	18	29	7	6	
全省	79	39	30	37	43	11	11	250

（上接第31頁）

d. 此項結果因缺乏原始資料，此處無法以偏差技術得分方法予以考核。

由以上所舉範例吾人可對於有無發生及何時或多寡兩類預報問題之處理方法得到一清楚之概念，可供目前推進客觀預報技術之參考。

參考書目

1. 萬寶康：客觀預報法之原理與應用，載第一卷第三期氣象學報，四十四年九月出版。
2. U. S. Department of the Air Force : Some Techniques for Deriving Objective Forecasting Aids and Methodes AWSM 105-40 (Rev.), April 1955。
3. An Objective Technique for Forecasting Low Ceilings and Visibilities at Andrews Air Force Base 載 Air Weather Service Bulletin, September, 1954。

（上接第24頁）

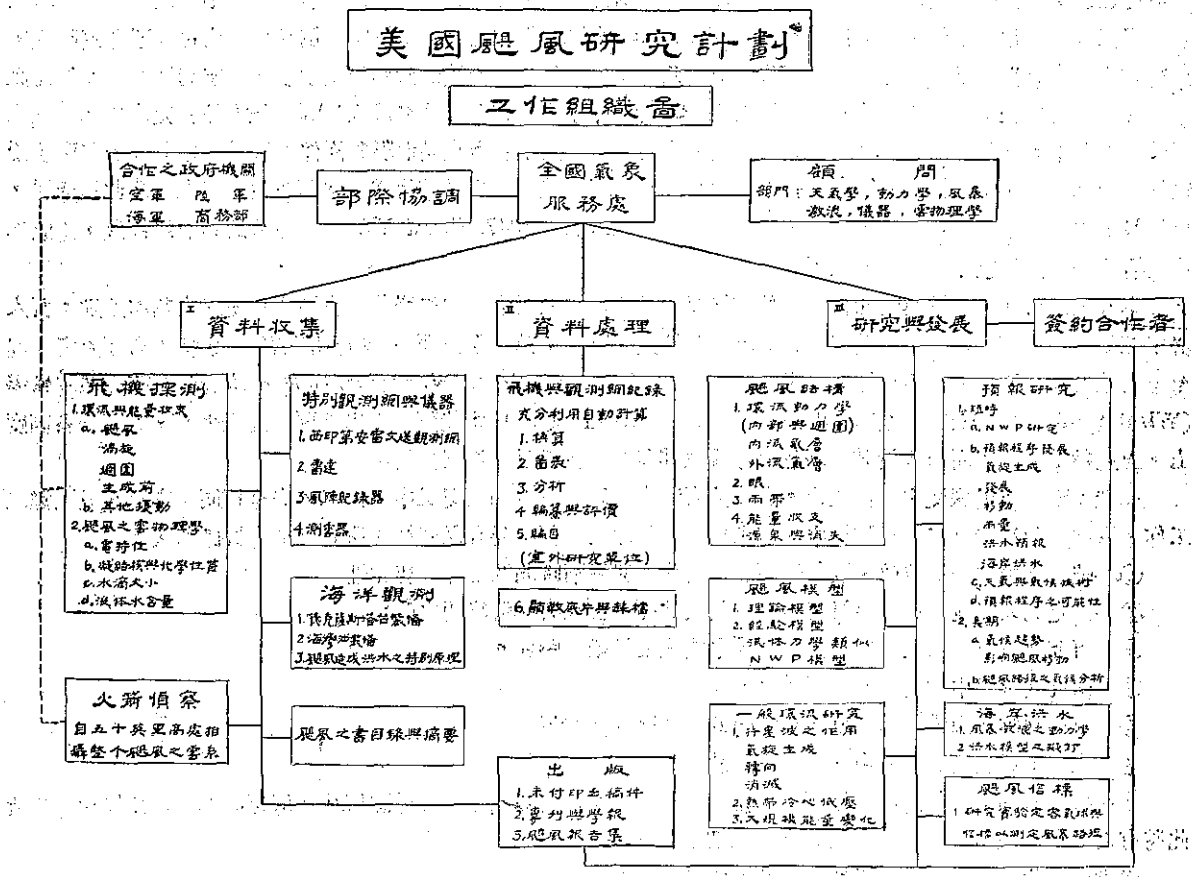
Fink. K. C. : Results of the Stratus Research Program of the USWB at Burbank California
Fletcher R. D. : Seminar Lecture on California Stratus Forecasting
George J. J. : Fog Compendium of Meteorology)
Taylor G. I. : The Formation of Fog and Mist
Willett. H. D. : Fog and Haze
朱祖佑：中國近海的海流與水溫分佈（本刊一卷四期）
楊則久譯：中國海非界面性的濛濛天氣和冷季雲（本刊一卷一期）
戚啓勳譯：海洋和大氣的關係（本刊二卷二期）
王崇嶽：東北季風期間預報臺灣海峽層雲及較低層積雲預報方法

讀者

美國颶風研究計劃之目標與設計

一凡譯

美國一九五四年與一九五五年之颶風災害，促使對於颶風預報問題之研究，加速進行與發展。一九五五年春，國會特別撥款，充作研究强烈風暴（包括颶風）之用。事實上一九五四年十二月二十七日，於華盛頓舉行部際會議（Interdepartmental Conference）時，業已開始籌劃此項計劃。本文所述之計劃，即係根據該次會議之意見，逐漸演變而完成者，由美國氣象局負責辦理，並網羅各大學，學院及其他政府機關中之熱帶氣象權威學者，積極合作或共同工作，計劃之概要組織如第一圖。一部份工作於一九五五年秋間業已開始。最繁重之紀錄收集計劃，於一九五五年秋間，着手進行，約需繼續工作三十個月。研究與發展計劃，預計最少需時四五年。



（圖一）

研擬紀錄收集與飛機探測計劃時，已預先注意，期其所得結果，對於颶風之各種有關學說，如其生成，移動與發展等，能加以驗證。但最主要者，爲收集資料，以完成下述各目標：

a. 探測發展成颶風之擾動，並研究此等系統之結構狀況與大範圍氣流形勢之關係，以求發現颶風生成之機構。

b. 察看颶風之詳細結構，以期瞭解風暴中及風暴與其週圍之能量釋放與轉移之情形，並決定風暴本身及其週圍機構，如何影響颶風之移動與强度變化。

C. 研究颶風中雲雨之生成，並考察其可能之熱力不平衡，以及因此而致之颶風結構與運動之變化。

d. 決定預報颶風之重要因素，並研究如何以偵察飛機或其他方法對之加以精密觀測。

爲力求迅速改進預報技術計，諸多單位業已着手重新研究現有資料，俾能對颶風移動之預報及其損害威力之預先判斷，覓致可靠方法，氣象局水文處（Hydrologic Services Division）根據公法七十一號(Public Law

71），將利用陸軍工程隊（US Army Corps of Engineers）劃撥之款項，從事一部份此類工作。各颶風預報單位，現亦開始實際應用之研究。此外氣象局氣候處（Climatological Services Division）與長期預報組（Extended Forecast Section），亦將從事評估氣候趨勢（Climatological Trends）之價值，及其與颶風發生及其路徑之影響。

颶風問題之研究，將隨資料之增多而擴展，研究實施基地（Research Operation Base）與氣象局其他部門，將從事各項研究工作。此外簽約合作之某數大學，將擔任解決颶風問題之研究工作。

問 題 檢 討

發生：熱帶氣旋均在海洋上，水溫較高，對流强盛之地區發生。關於此一方面，Palmen 曾求出洋面水溫之最低數值，該值往往爲颶風生成之必需條件。一般情況下，均需洋面水溫甚高，以使氣團不穩定。若對流層上部空氣溫度較正常者爲低，則雖洋面溫度較 Palmen 求出之數值略低，空氣垂直遞減率，仍可呈不穩定狀態。故對熱帶颶風發生之早期解釋，著重對流過程。此等學說，僅述明對流活動與氣旋生成，有密切關係，對於擾動之機構及如何預報其發生等，均未能加以說明。鑑於一年中大部時間，許多廣大地區，均有不穩定現象，而造成降雨之擾動中，則僅有極少數發展至颶風強度之事實，可知其中必尚有其他限制條件。關於集中與加强熱帶擾動機構之說明，最早者爲挪威學派之熱帶不穩定界面波模型。後因發覺熱帶海洋上，甚少眞正界面，故此種學說，已逐漸放棄。最近之幾種學說，重視上層氣流形勢（Sawyer 1947, Riehl 1954），彼等認爲上層輻散，造成下層輻合，因之爲氣壓下降之部分原因。

本計劃將研究東風波與其他種類之熱帶擾動，期能以預報因素說明擾動能否發展成爲颶風之基本差別，吾人必須明瞭何以僅有少數擾動，發展成爲颶風。關於此一問題，熱力學方面，應行研究者，包括：海面溫度、潮濕氣層之厚度，及在擾動中與流入擾動之氣流中，垂直與水平方向之氣溫及濕度梯度。本計劃將研究基本風場（Wind field）及與其伴隨之渦流場與動量（Momentum）場，以求能隔離得出重要之動力因子，並研究各高度上，上述數量因平流而出入於其週圍時之影響及其與鄰近各擾動之相互作用。

構造：飛入颶風探測之飛行人員，有一共同印像，即彼等觀測之颶風中，無二者完全相同。本計劃最困難之工作，厥爲如何自諸多之結構特徵中，辨別何者屬暫時性，何者爲有保守性。探測結構之目標如次：

① 確定風場之一般特徵，及其隨高度之變化，與風隨時間及地點之變化性。

② 決定流入氣流層與流出氣流層之形狀及其動力狀況與其隨時間之改變。

③ 研究颶風中之熱量結構及其與風暴中能量度變動之關係。

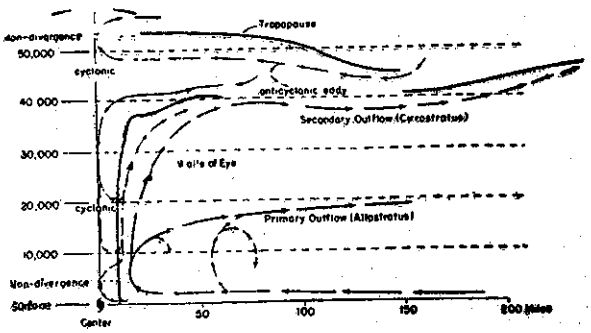
④ 研究颶風眼中環流之結構與其發展。

⑤ 研究螺紋狀雨帶（Spiral Rainband）之起源與發展。

⑥ 求出颶風發展各階段中，能量收支狀況。

上述各種目的，果能達成，則可由之獲得若干裨益，蓋對颶風結構充分瞭解後，即可計算其細微變化之影響此將有助於對颶風發展、移動、或衰微之深切認識。

爲求設計此一結構探測有所準繩，乃根據早期之飛機偵察與雷文送（Rawinsonde）紀錄，製訂颶風環流之草擬模型如圖二。



（圖二） 由飛機偵察紀錄修正之颶風環流模型

移動：最近在佛羅里達州立大學（Florida State University）舉行之颶風討論會（Symposium）中，認爲處理颶風時，必須確定，所欲追踪與預報者，究爲何項中心：雷達顯示之眼？風眼抑氣壓中心？由於觀測設備增加，已明瞭此數中心，並非永久符合一致。當判定風暴路徑時，可能首先確定者爲某一種中心之位置，其後所定者，又爲其他一種中心之位置，故前後每多錯誤，本計劃欲探測此等中心，並試圖決定，繪製颶風路徑圖時，何者最具有保守性。

研究颶風結構時，最主要之目標，爲儘可能敘述風暴移動之物理機構。現有各種假設與預報方法，多應用颶風導流概念。導流機構包括熱量特性與力特性。大多數預報方法，均假定颶風除受其內部力量支配外，主要受其四週環流所導引。事實上重要颶風，每分鐘自其周圍下層，挾入之空氣，以百萬噸計，並將之於上空排至外圍。風暴內部之動力，對於颶風運動之全部物理學，自不能認爲自始至終，均居於不重要地位。本計劃之目的，乃欲決定周圍環流，純內部力量及二者之交互力量，對於風暴移動之個別影響。

有數種理由，可知颶風之內部動力，對於移動發生影響：颶風下層風及雷達觀測紀錄顯示，最大質量輻合(Mass Corvergence) 區，對中心位置，頗多差異。風暴上空，亦可期望有同樣情形。颶風中輻合與輻散區之位置，雖部分受進入其環流中之渦旋而決定，但亦可能受颶風內部動力、週圍空氣中之濕氣含量，颶風中所釋之潛熱及其他因素之影響。當上層之質量輻散與下層之質量輻合數值不能平衡時，近颶風處之地面氣壓，即將變化，風暴亦隨之移動或變化其强度，或二者併同發生。當上空輻散與下層輻合地區，彼此有相對變化或與颶風中心有相對變化時，則颶風進行之方向與速度，亦將變化。由於颶風中强烈之對流，下層輻合區域改變，將影響高空輻散區域，反之亦然。此種內部影響之範圍，不但視對流之强度而定，且與釋放能量之數量與能量最大釋放區有關。

假使能覓致變更或轉變颶風運動之方法，最有望者爲改變風暴中心之內力，或能以某種方法，轉變或加强風暴某一區域之熔解潛熱。颶風中大部能量係因釋放潛熱而得。降水係由雲中之昇華結合 (Sublination Coalescence) 或凝結結合 (Condensation) 而發生，此二者供給大氣中之能量，大致相等，但在風暴中之能量分佈，與在風暴週圍之能量重新分佈，則可能有顯著差別。根據吾人現有雲與降水生成之物理智識，某一區域中熔解潛熱之釋放，若有轉移或加强，必須颶風中具有大量冷却水珠。並可能有賴於該地區之不穩定狀態，因在穩定狀態下，小規模變化，迅即爲之補償。颶風發生移動，可能係某一時期，各微妙力量間之均衡，發生陰謀對抗所致。

强度變化（發展）探測摩擦、濕氣變化、與風暴渦旋四週溫度梯度變化，對颶風加强及衰微之重要性。

風暴激浪 (Storm Surge) 颶風中最慘重之生命損失，普通多由於當颶風侵入沿海岸時，傾入大量海水至陸地，發生洪水而形成。但亦有若干風暴，侵入海岸時，並無重大洪水或因海水而造成之損害。故研究海洋與水路情況與颶風之關係，以決定發生重大洪水之必須及足夠條件，爲主要目標。

洪水：除風暴激浪外，颶風中因强烈降水而生之洪水，較任何其他現象，招致更多之生命財產損失。黛妮 (Diane) 颶風，爲第一個「百萬金元颶風」，主要原因爲其所生之洪水蹂躪整個賓夕法尼亞州 (Pennsylvania) 與康奈提格 (Connecticut) 間之谷地。關於颶風發生洪水之可能性，已在研究中，並將予加强之。

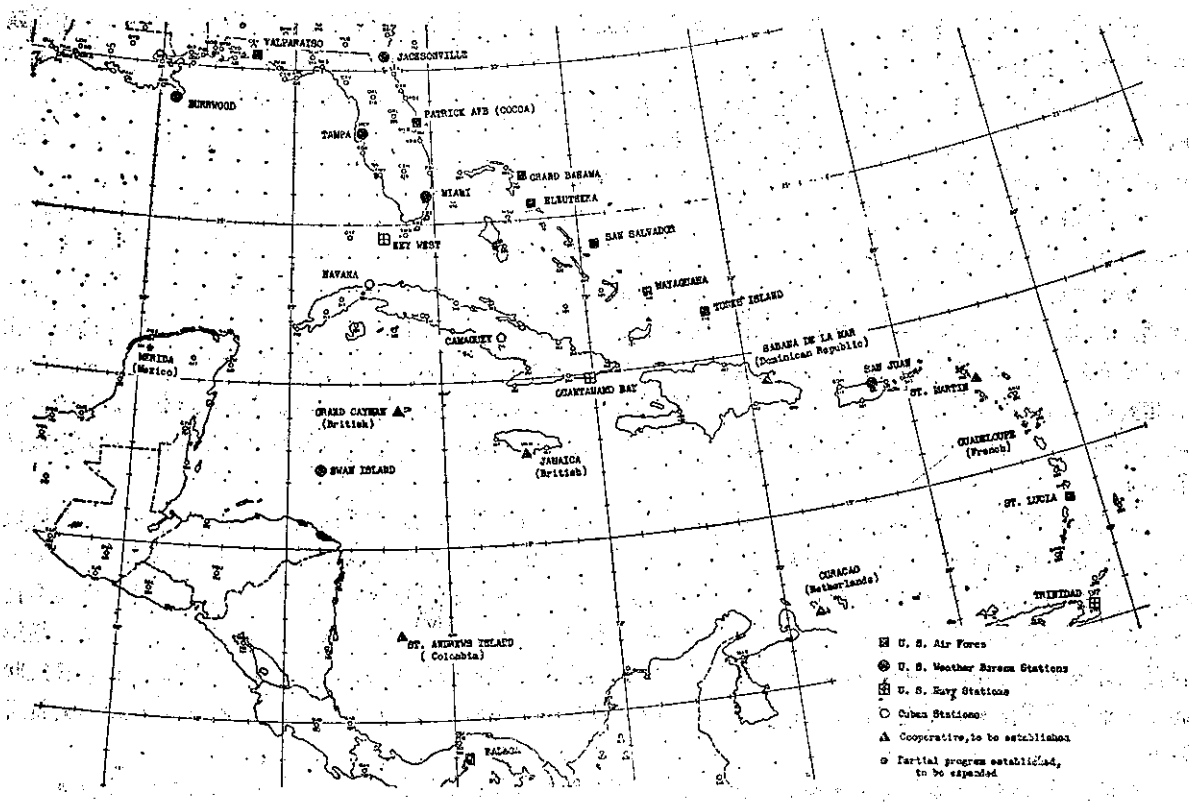
資料收集計劃

爲求收集更多颶風資料，以研究颶風問題，須利用西印度群島 (West Indies) 之雷文送觀測站，及特別裝備之飛機，該項飛機，可進入颶風或其他援動中探測天氣，並利用火箭偵察颶風雲系。

第三圖爲擬議之雷文送觀測網。自一九五八年五月開始，將繼續工作三十個月。此一觀測網，包括八個空軍站，三個海軍站，二個英國站，一個法國站，兩個古巴站，及荷蘭、多米尼加共和國 (Dominican Republic)、墨西哥與哥倫比亞之測站各一個。

每一測站，每日將施放雷文送二次，所用之儀器及方法，可保證其觀測具有一致性。每站均有曾受特殊訓練之技術人員，希圖能經常得到八萬英尺以上之紀錄。

爲謀補助雷文送之不足，特別裝備之飛機，將在西印度群島區域，作例行活動，以獲得颶風發展各階段之詳細構造。此項飛機由國防部指定空軍氣象隊(Air Weather Service)派遣，包括B-47飛機一架，B-50飛機二架。每月可能派出飛機二或三架，飛行數次，飛行範圍，自接近地面處，至四萬英尺以上，當颶風時期，將力謀派遣飛機三架，同時飛入風暴區域，一架首先在一千英尺高度，然後至八千英尺高度作紀錄觀測；第二架先在一萬五千英尺高度，然後爬高至二萬五千英尺處；第三架在三萬至三萬五千英尺處進入風暴，最後爬至四萬五千英尺以上。每架飛機均配現以最代化之氣象裝備，包括渦旋、音氣、與不通風溫度探測器 (Vortex-, Aspirator-, and Stagnation Temperature Probes)，紅內吸收濕度計 (Infra-red Absorption Hygrometer)、海



（圖三） 擬定之雷文送觀測網，自1956年5月1日開始工作30個月。

面溫度輻射表（爲低空飛行用），精確D值計算器（D-Value Computer）、自動測風裝備，與研究雲物理學之大量輔助裝備，後者包括各種儀器，測量水珠大小及分佈，液體水含量，電場强度，與凝結核及冰核之分佈。雖重要之儀器，均可記至小數，可加速紀錄之計算，於飛機飛返後二十四小時，各科學家就可利用自動處理儀器（Automatic Processing Equipment），作出各種因素之初步分析，因之可於再次飛機觀測以前，調整或修改計劃。

海軍研究室（Office of Navy Research）將指導施放火箭，冀在五十英里高度，拍攝整個颶風系統及其週圍附近之照片，此舉若獲成功，則可測定颶風之整個範圍，與風暴對於雲系之影響，同時在此地區，飛機對颶風之詳細結構，作廣泛而精密之觀測。

本計劃尚可望獲得海軍定壓探測氣球（Transosonde），在熱帶二百毫巴處，所作觀測之寶貴紀錄。

研究實施基地（Research Operations Base）

研究實施基地，設立於佛羅里達州內，主持資料之收集計劃、分析結果、並利用此等結果，最少作初步分析。該基地並附屬有熱帶分析實驗室，作逐日天氣分析，與西印度群島實驗區之天氣預報。該室之另一目標，爲研擬熱帶地區較爲適用之分析方法與方式，將研究熱帶能量之來源與傳送，並決定該區現有觀測網下，最適用於探測及表達上述現象之方法。

研 究 與 發 展

氣象局各預報中心，均將作有限度之預報發展研究，邁亞米（Miami）颶風中心，則將作更爲深入之研究，因該中心可與研究實施基地，直接共同研究，而其他預報中心，則無此種方便。

氣象局及與氣象局合作之研究單位，業已開始風暴激浪問題之研究，並正從事動備製力與數值預告颶風模型。

研究實施基地，業已指定十一個工作小組，其研究之結果，將與其他氣象局部門所得者互相配合，如前述之氣候趨勢，風暴激浪，與由美國陸軍工程隊撥款，而由水文處進行之工作等。研究實施基地之氣象專家，將按照颶風之各階段，照下述情形分組工作：

① 颶風環流與構造。
② 能量生成與颶風能量之收支情況。
③ 颶風中及颶風與其週圍能量之轉變。
④ 颶風移動之動力學。
⑤ 颶風形成前之情況。
⑥ 熱帶觀測之誤差分析。
⑦ 熱帶內及熱帶與其他地區之大規模能量運移。
⑧ 颶風中雲與降水之雲物理學。
⑨ 颶風構造與運動之人造變化。
⑩ 國家颶風預報計劃所得之結果對預報之應用。
⑪ 颶風信標（Beacon），一種特別設計之無線電氣球，可浮於颶風眼中某一定壓高度，發生信號，以指示其位置，供研究颶風眼環流之用。並可能測定風暴中心移動之路徑。

結果之刊佈

現已初步擬定，將確究進行情形與特別研究之結果，儘速印製，最重要之論文與探測結果將在學報（Journal）與專刊（Monograph）發表，以資普遍。（譯自 A.M.S. Buletin, Jnne, 1956, P. .263-268）

（上接第45頁）
需的觀測，另加的觀測及計算與矯正之方法觀測公佈等，惟魏氏未能參加此次會議。

六、魏氏逝世於1881年

1881年三月二十一日海軍上尉魏氏在完成其任務後而與世長辭。惟並未能使其觀點獲得官方之認可。在聖彼得堡會議時，大會對其工作表示敬意，茲譯述第一屆國際極年會議主席所發表之頌詞如下：

「六年前自然科學家集會於 Graz 時，魏氏第一次提出其國際事業之計劃，換言之，即吾人今日所從事之事業。在當時實現此項事業之期望仍甚微弱，但魏氏爲一行動家，深知具有堅決意志之人能完成常人之所不能者。以是獨自潛心研究，傾全力從事展開及實現其理想。

由於其個人之努力及關心地球物理學者之贊助魏氏之理想，在發生戰爭時，已接近准完成階段。戰爭爆發之結果，似將長期消滅此項和平工作實現之可能性。我願坦白率直奉告諸君，最初余對此項事業深感興趣，並曾與魏氏歷以通信申述此意，但當時余已不相信此項工作能在十年內實現，但魏氏並不作此想。

和約締結後，渠復進行其工作，不斷地在各國間促成組織聯合學會，或修改以前之原有學會，經此努力後，在羅馬召開之等二屆氣象學者國際大會，及1879年十月在漢堡召開之國際極地會議。最後決定將其建議列入議程中。是以一項偉大事業已自計劃階段而進入實現階段，由個人之努力而變爲國際一致之努力，在國際極年之實現可以認爲確定矣。

但魏氏仍繼續工作，渠初致力於使人參加，並實現其事業，繼即注意其事業之開展，與內部組織。渠尤其致力於各項觀測站之設立，與解釋其全部努力之目標。渠曾在一篇專文中敘述其工作活動。在此專文中，渠曾敘述在北極之豐富經驗，給予磁性觀測及極光觀測之指導法則，因而以珍貴的基礎。供給吾人現在共同確定之規則。可惜此一專文爲其絕筆之作，作者未得見其計劃指日可期實現即已與世長辭。

恕我不須在此處申述吾人對此偉大人物遽然作古痛惜之意。我願在此表示吾人得悉其計劃事業之最後方案，所感到之喜悅。故吾人應以更妥善地繼續其遺志，因渠始終如一以身作則地將個人利益置於其工作目的之後。

誠然魏氏之理想爲完善而成功之理想，歷經戰爭之災難，國際之糾紛，人間嫉妒之阻撓，乃至個人之逝世。但魏氏之理想實仍與宇宙共存。」

譯自天地雜誌1956年三、四月合刊，原作者 Marcel Nicolet 爲1957-58年國際地球物理年秘書長

各國研究數值預報現況

G. W. Platzman 調查
林 紹 豪 譯

芝加哥大學數值預報教授 G. W. Platzman 氏爲明瞭目前世界各國實施數值預報情況，曾於去年十月間分函各國氣象機構查詢，所得各方答覆，業已整理就緒，並將其要點編成簡單調查報告，於今夏分送各方參考。由於原詢問函分送之時，可能有若干遺漏，發出之詢問函，亦未全部獲得答覆，故此項調查報告，並不一定能將目前全球各國實施數值預報概況全部包羅無遺。事實上，此調查報告所列實施數值預報之氣象機構，縱略有缺漏，爲數當不多也。玆根據 Platzman 氏寄譯者之調查報告，節譯於後：

甲、使用電子計算器研究施行數值預報

(一) 國家氣象業務機關：

① 美國聯合數值預報處(JNWP)——此聯合數值預報處係由美國氣象局與美國空軍及海軍合辦者，設於瑪麗蘭州之 Suitland 鎮，主持人爲 G.P. Cressman 氏。該處所用之電子計算器爲 IBM 701 式。經相當時間之研究試驗後，自去年起已正式施行。經常的數值預報目前每日所作預報大略如下：

(a) 0300 GCT：用正壓模式 (Barotropic Model)，預測北美洲地區24小時、48小時、及72小時後之 500mb 等壓面高度。

(b) 1500 GCT：用三層斜壓模式 (Three-Level Baroclinic Model)，預測美國地區12小時、24小時及36小時後 400mb, 500mb, 700mb, 900mb, 及 1000mb 諸等壓面之高度。所需資料數據，係應用電子計算器，以客觀分析法 (Objective Analysis)獲得者。

② 美國氣象局大氣環流研究組——此大氣環流研究組亦設於瑪麗蘭州之 Suitland 鎮，由 J. Smagorinsky 氏主持。該組現正在研究可以利用電子計算器推算甚長之期間，並能包括摩擦、熱源、及靜穩定度之水平變化等參數於其內之斜壓模式。同時，彼等亦使用三參數斜壓模式，施行美國地區水汽及降水情況之12小時，24小時、及36小時預報。所用之輸入數據係 1000mb, 500mb, 及 400mb 各等壓面之高度值及氣溫與露點差值。該研究組目前所用機器係置於 Suitland 之 IBM 701 式電子計算器，惟不久之後，該組將有一套 IBM 704 式電子計算器可以使用。

③ 比利時皇家氣象台——該台設於比利時之 Uccle。在 J. Van Mieghem 氏領導之下，彼等採用正壓模式，用 500mb 資料作西歐地區之預報，惟迄今尚在試驗階段。對於邊界條件(Boundary Conditions)，彼等係假定高度趨變值爲定值。所用機器係裝置於 Anvers 之科學研究院的電子計算器。彼等並計劃利用此機器解決若干氣象問題。此外，該台尚有氣象人員數位即將接受訓練，俾可進行 Fjørtoft 圖解法。

④ 德國氣象局——設於西德 Main 河之 Frankfurt。在 K. Hinkelmann 氏主持之下，該局之數值預報組採用正壓模式，作歐洲地區 500mb 等壓面之 12. 24. 48. 及 72. 小時預報之試驗。邊界條件係假定高度趨變值爲零，渦旋係數通量 (Vorticity Flux) 爲定值。彼等並曾採用多層斜壓模式，試作 300mb, 500mb, 700mb, 及 850mb 之12小時預報。此外，並曾應用正壓模式於某緯度範圍內，計算動能分佈之時間變化。該局所利用之機器係瑞典 Stockholm 之 Besk 電子計算器。

⑤ 英國皇家氣象局預報研究處——設於英國 Bedford郡之 Dunstable, J. S. Sawyer 爲研究數值預報模式之主持者。彼等使用 Manchester 大學之電子計算器，採取 Sawyer 與 Bushby 二氏所設計之二參數模式，作西歐地區之預報。輸入數據爲 500mb 高度值及 1000mb 至 500mb 之厚度值。所預報者卽此些資料24小時後應有之值。但實際用於計算者爲， 600mb 高度及 1000mb 至 600mb 厚度，是乃由原始數據用內推法獲得者。海面之非絕熱增溫，有一部分已予計及。除上述工作外，該處將來尚擬增加客觀分析等之研究。

(二) 學校及研究機構：

① Princeton 高等研究院——設於美國新澤西州之 Princeton。該院從事數值預報研究之學者，在 J. G. Charney 氏領導之下，對近年來數值預數之發展，貢獻最大。彼等所用機器爲 IAS 電子計算器。目前致力之研究，大略爲：(a)近似地轉模式 (Quasi-Geostrophic Model) 中之渦旋係數方程式所有各項之效應，

(b) 正壓模式及斜壓非地轉模式所用諸原始的運動方程式之積分，及 (c) 用於長期數值預報之大氣環流模式。上述大氣環流模式係一開始時爲相對的靜止之双層的近似地轉大氣，摩擦效應及非絕熱效應皆包括於方程式內，其中非絕熱效應係視作緯度之函數。此項長期預報，係計算至因截斷誤差 (Truncation Errors) 所引起之虛構的擾動太大時爲止，期限約可長至25日。

② 瑞典 Stockholm 大學氣象研究所——在 C.G,Rossby 與 B.Bolin 二氏領導下，該所與瑞典空軍氣象勤務部合作，辦理經常的數值預報。彼等採正壓模式，用 1500 GCT 之 500mb 高度值作24小時，48小時及72小時之預報。邊界的高度值及渦旋係數值皆維持定值，並等於原始之值。預報所需之原始資料，係用客觀分析法獲得。除此種經常的預報工作外，彼等並繼續進行有關正壓模式之其他研究，特別是關於渦旋係數之鉛直平流，輻散項之非線性，以一較有普遍性的平衡方程式代替地轉近似，及水平輻散與對流層頂高度之關聯等等。彼等所用之機器爲 BESK 電子計算器。

③ 美國加州大學落杉磯分校氣象學系——該系之數值預報研究係由 J. Folmloe 及 M. Holl 二氏主持。彼等使用距離爲 300 公里之柵格讀取500mb 高度值，由是再計算近似地轉的正壓渦旋係數與及高度趨變值。利用圖解法，彼等亦曾試行正壓的24小時預報多次。除正壓模式外，尙計劃試用双參數模式。對於邊界條件之處理，大略爲：(a) 使邊框旋轉，以減少渦旋係數量之輸入；(b) 對邊界之高度值及渦旋係數值作主觀的預測；及 (c)根據內部之渦旋係數值，以外推法外推。此外，彼等並進行關於簡單流體動力模式中之截斷誤差的研究。

④ 美國空軍地球物理研究處大氣分析實驗室——設於麻州波士頓。在 W. Lawrence Gates 之領導下，彼等積極從事單參數模式及雙參數模式之試驗，所用機器係置於 Suitland 之 IBM 701 式電子計算器。對於美國地區，彼等採用雙參數模式，根據 500mb 及 1000mb 高度值，作 500mb 高度、1000mb高度、及平均 1000mb 至 500mb 鉛直運動等值之24小時及72小時的預報。對於整個北半球之預報，則採取單參數模式，施行於 500mb 面。

⑤ 美國芝加哥大學氣象學系——在 H. Riehl 及 C.Jordan 之主持下，曾採取常用的正壓模式，作北美洲副熱帶地區之預報多次；施行於 500mb 面者次數較多，惟亦有若干次係作 200mb 面之預報。彼等所用之機器係 Princeton 之 IAS 電子計算器。

乙、圖解法之研究及運用

(一) 國家氣象業務機關：

① 日本中央氣象台——設於日本東京，台長爲和達清夫氏。該台與日本東京大學地球物理研究所密切合作，以正壓模式之圖解法從事颱風之預報。

② 美國空軍氣象勤務部科學勤務處——處長爲 R. D. Fletcher。美國空軍氣象勤務部除參與 Suitland 聯合數值預報處之工作外，其所屬若干台站，並採用 R. Fjørtoft 氏圖解方法，進行預報工作；預報期限爲24小時，48小時，及72小時；所作預報通常係施行於 500mb 面，惟間亦試行 300mb 之預報。該處現擬利用美國聯合數值預報處用電子計算器算得之若干預報，即 400mb, 700mb, 及 900mb 諸層每半小時間隔之高度預測值，再根據飛機起飛點、氣壓高度、及空氣速度等，以算出飛機飛航之最短捷航路。此外，彼等並就聯合數值預報處關於鉛直運動之預報與預報期限內之降水兩者之相關進行研究。

③ 美國氣象局長期預報科——設於美京華盛頓。在 J. Namias 氏之領導下，該科使用 Fjørtoft 圖解技術，採取修正的正壓模式及雙參數模式，以五日平均圖及全月平均圖爲原始資料，分別試行四日及十四日之預報；預報區域爲北緯25度以北之整個北半球。彼等並已有確定之計劃，擬利用 Suitland 聯合數值預報處之電子計算器進行上述之計算工作。

④ 愛爾蘭氣象局——設於愛爾蘭之 Dublin，局長爲 M. Doporto。該局 P. K Rohan 等現正在試用 Fjørtoft 圖解法作自北美至西歐地區之 500mb 預報。

⑤ 紐西蘭氣象局——設於紐西蘭之 Wellington，局長爲 M. A. F. Barnett。曾應用 Fjørtoft 圖解法試行澳洲及紐西蘭地區之預報，成績尙佳。

(二) 學校及研究機構：

① 日本東京大學地球物理研究所——在正野重方氏領導之下，該所之氣象學者應用 Fjørtoft 圖解法，積極從事颱風動向預測之試驗。彼等先計算高度場之空間導微函數及時間導微函數，然後代入颱風中心進行速度之運動的（Kinematic）公式中，以推算颱風中心之行徑。正壓模式及平流的斜壓模式均被採用；在斜壓模式，所用資料爲 500mb 至 700mb 之厚度。此外，彼等並應用圖解方法試行長期預報。

② 美國麻州理工大學氣象學系——該系之 M. G. Wurtele 氏現正在利用圖解方法從事500mb 高度之2小時預報，並在研究如何將地形的效應包含於簡單的正壓模式之內。

③ 美國旅行天氣預報研究中心——設於康奈狄格州首府 Hartford，主持人爲 T. F. Malone。彼等採用 Estoque（譯註：芝大氣象系天氣預報研究中心研究員）及 Fjørtoft 之圖解法，試行24小時及36小時預報，並藉以試驗此種方法用於經常預報業務之實用價值。同時，並研究利用 IBM 650 式紀錄整理機以進行圖解法中若干步驟之可能性。

④ 美國芝加哥大學氣象學系天氣預報研究中心——在 S. Petterssen 氏領導下，該中心正在進行圖解預報法之試驗；所用模式爲 Estoque 所設計者。彼等並從事降水之預報，所用之假定爲：地面空氣之上騰凝結面以上的空氣仍係飽和。此外，並繼續研究圖解法之改良，各種模式之比較，及圖解技術在降水預報上之應用等。

⑤ 下列各校之天氣預報課程中均有圖解預報技術之講授及實習。

(a) 美國賓州州立大學氣象學系。教授爲 H.A. Panofsky.

(b) 美國華盛頓大學氣象學系，教授爲 R. J. Reed.

(c) 美國芝加哥大學氣象學系，教授爲 S. Petterssen 及 C. Newton。

丙、僅開始初步試驗或即將開始工作者

（一） 國家氣象業務機關：

① 加拿大氣象局——局長爲 A. Thomson 氏。該局之 W. L. Godson 正計劃運用加拿大 Toronto 大學之電子計算器試行數值預報，並擬先採用正壓模式。

② 以色列氣象局——局長爲 M. Gilead。該局之 E. Chararsch 現正在 Stockholm 大學氣象研究所攻讀並研究數值預報學。彼將於返國後，主持以色列氣象局之數值預報研究，並將利用 Rehovot 之電子計算器進行試驗。

③ 瑞典氣象水文局——局長 A. Nyberg。該局即將與 Stockholm 大學氣象研究所合作，使用 BESK 電子計算器從事數值天氣預報。

④ 挪威氣象局——局長 R. Fjørtoft。挪威現正在裝設新電子計算器一套，俟裝設完成，該局將利用該器從事數值預報工作。

（二） 學校及研究機構：

① 美國 Woods Hole 海洋研究所——設於麻州之 Woods Hole。該所之 J. S. Malkus 氏將與 Stockholm 氣象研究所合作，利用 BESK 機器，以研究小規模的對流要素之發展。

② 英國倫敦帝國理工學院——該學院之 E. T. Eady 氏將利用 Manchester 大學之電子計算器，試驗施行於某些理論問題之各種數值模式；此些問題之積分答案則皆有解析的或其他的獨立方法可以求得。

③ 美國麻州理工大學氣象學系大氣環流研究室——V. P. Starr 諸人正計劃利用該校之「旋風」(Whirlwind) 式電子計算器，研究全半球之雙參數近似地轉大氣模式，並擬將增溫及摩擦兩效應簡略的包括在內。此外，並計劃從事於較精密的三度空間模式之研究。

④ 美國芝加哥大學氣象學系——該校之數值預報研究係由 G. W. Platzman 氏主持，有兩個計劃即將實行：(a)利用 Princeton 之 IAS 電子計算器，以研究正壓大氣之動能分佈。(b)利用美國聯合數值預報處之 IBM 701 電子計算器，以研究適用於熱帶地區之高空預報及颶風行徑預測之各項模式。

⑤ 挪威 Bergen 大學地球物理研究所——設於挪威之 Bergen。該所之 C. L. Godske 氏正在研究修改 Fjørtoft 氏圖解方法，使之可藉打孔卡之助力以收事半功倍之效。

⑥ 美國 Johns Hopkins 大學土木工程學系——設於美國瑪麗蘭州之 Baltimore。彼等準備有系統的研究關於一個簡單的非線性微分方程式（可能是渦旋係數方程式）之各種解答。(完)

第一屆國際極年之創世紀 (1882-1883)

Marcel Nicolet 作
徐 學 洛 譯

一、國際極年之觀念

1874年秋，海軍上尉魏伯雷氏 (K. Weyprecht) 參加奧匈帝國北極探險隊歸來，渠早已深信此項探險所必需之費用，以及所致力之工作與所遭遇之危險，難以獲得預期之成果。換言之，即作爲進步基礎之有效的科學成果。是以渠於翌年一月十八日，在維也納科學研究院演講會中，除報告其他事項外，並提出下列之意見。

吾人之觀測固甚有趣，縱令已獲得極長之數字，但仍未能給予吾人以在其他情形下所獲得之科學價值。此次觀測所得，僅爲在北極區大自然力量極端作用之表面印象，但毫未啓示有關其形成原因之所在。事實上由於缺乏堪作比較之各項同一時間觀測，致吾人所知者並不較以往爲多。當吾人具有比較研究之因素時，吾人自可求得北極原始之基本原因，及其存在現象之初步正確結論。數世紀來吾人徒勞尋求有關大自然各種秘奧答案之關鍵，我僅欲在此提出，地磁地電波及一部份之氣象學存在於地球之兩極。

極區探險係國際間各自爲其本國國旗建立之榮譽。尤其極區探險亦爲各國國界深入北極若干里之問題。上列各種觀念一日不消除，則吾人可肯定此種大自然奧秘仍難尋獲。

迄至現在仍爲一切極區探險第一要件之地理學或地形學之發現，在艱深之科學問題面前應消滅於無形。欲達到此項目的，必須在現時代自詡爲科學研究前驅之各國，摒除其國與國間之敵對行爲而共同合作。

爲求得決定性之科學成果，必須發動各種同一時間之探險。其目的係於一年之時間內，在極區各部份用同樣儀器及同一學理從事比較觀測。如是吾人將可獲得解決此大自然之各種課題所必需之資料。同時吾人亦將收獲在北極區所從事工作的困乏及浪費金錢的偉大投資之實益。

二、1875年在格拉茲所發表之演詞

奧國海軍上尉魏氏在維也納科學研究院發表演說之後，復於1875年九月十八日在格拉茲 (Graz) 所召開之自然科學家及醫師第四十八屆大會上，以另一方式重予發表，此次演講之題詞爲「北極探險之基本原則」。

魏氏在同樣申述其對極區在地球物理學，及自然科學研究上之理想及重要工作之觀念後，並指述應符合科學要求之下列各種條件。

一、爲認識大自然律北極探險具有最重要性。

二、在北極區所獲得之地理學之發現，必須爲純科學探險舖路方式，始能望其產生實在價值。

三、詳細之極區地形學係一附屬項目。

四、就科學言，地理上之極區，並無較其他高緯度地區任何地方更大之價值。

五、與緯度不發生關係，待研究之現象對觀測站顯示之強度愈明顯，則愈爲有利。

六、單獨的各種觀測僅具相對的價值。

魏氏亟願實現一項共同計劃，以避免地理上之競爭，同時並願以各種極區探險所必需之金錢，成立各國共同科學基金。此外在演詞結論作如下之申述：

果眞吾人不能期待上述之科學問題，能於短期內由於各人所提之建議而獲得解決，但至少有理由確實肯定吾人所搜集之資料，對於仍屬疑問之課題，將可使獲得解釋；每一問題之解答，本身將促成新的問題發生。而此新的問題，又須予以新的觀測。如此則逐步循序地及經常利用以前之結果，將易於獲得北極區所隱藏的物理課題之解答。

吾人若依舊援用迄至目前仍適用之原則，仍固執於從事無系統及無眞實科學基礎之極區探險，若地理上之發現仍爲一切努力及工作之首要目標，則繼續探險將屬徒勞無益，際發現爲寒冰所遮隱之數角落土地，或經過超人之努力繼尚北極前進數哩之外，將別無其他結果。以之與時刻爲人類理智須待解決之科學上大課題相較則一切事物似乎並未改變。

三、1877年致烏特支皇家氣象學會之文件

在 Graz 所發表之演說名噪一時。故魏氏繼續堅持其定見。十八個月後「1877年三月二十一日」渠自維也納致函烏特支(Utrecht)之皇家氣象學會，魏氏表示其意見欲在（Nonvelle Zemble）之一口岸，設立爲時十二個月之觀測站。並將努力促成召開一國際性會議研討其計劃。渠業已提及磁性站所之分佈，所有磁性站所應彼此間隔約九十度之經度。其中至少應有一站所位於磁性最大强度之附近，至於氣象臺，渠屬意於 Spizberg Lena. 之入海處 Pt. Barrow 及Upernawick 等處，渠並强調在北極海濱如 Horn 角 Kerguelen 群島或其他更南之島上設立觀測站之重要性。

渠旋即以下列方式列舉各種問題「其解答必須同時觀測，並採用各國共同而又同樣的方法」。

一、平均大氣氣壓趨向極區之變化。

二、在極區是否存有一低氣壓之永久區域，而平均氣壓是否逐漸傾向於極區。

三、在已知悉之北極地區內利用同時觀測之比較，以研究未探悉地區的氣象狀態。

四、研究覆有冰塊之海內，對於大氣氣壓濕度及氣溫等之影響力。

五、研究熱量在極區之分佈。

六、探討極區內之颶風中心。

七、研究每年最冷季節時發生溫和而潮濕之赤道氣流，此一氣流不可能爲地區性的，而指示源自極遠距離之大氣普通環流。此類氣流將及於何種限度，是否超越極區周圍而成爲極區寒風，重復出現於極區之彼端，抑或是否可能證明爲有同時輸向極區或反向而疏遠之氣流。

八、研究冰塊之一般流動，探討是否由於此種純地區性之原因，而促成在同一區域內，於不同之年序中，各冰塊狀態之顯著差別，抑或此種差別僅係冰塊整個運動之一種結果。

九、此端所發生的後退與彼端之積聚是否互相應合？此一問題之解答可使吾人知悉在不同年序中，北區內是否包有幾乎相等數量之冰塊。

十、此種冰塊狀態之變動對於在邊界地方及吾人居住之緯度上所生之影響爲何？

十一、由於比較研究大氣氣流溫度，以及研究在不同站所之冰塊流動與狀態，吾人將可獲得在未被發現極區內水道及地理狀況之正確結論。亦可獲得爲更往前進抵於未知地區之各種不同途徑的可能性之正確結論。

十二、以一種準確性，使已觀測之結果用爲嗣後研究長久變化正確基礎之準確性來確定磁性因素之絕對值。

十三、確定支配磁性三種因素之每日的每月的及每年的變化法則。

十四、由於比較在各種不同觀測站所同時觀測的同時擾動之强度與確定擾動中心之位置。

十五、各種擾動之比較同樣震動之比較迄至何地區此種擾動始成爲地方性的？同樣震動之空間限度爲何？此種同樣震動對強度中心作如何之呈現？吾人所觀測之擾動與此同樣震動中心之關聯屬何？

十六、觀察地面動電之電流强度方向及其與磁性擾動之關係。

十七、確定北極光最常出現及最大强度之區域，研究此現象在不同觀測站之各項階段。

十八、確定北極光在各該站區之高度。

十九、研究北極光與磁性擾動及與動電地面之電流的關係。

二十、確定易見極光之距離及極光所佔之空間以及與氣象現象之關連。

廿一、確定支配極光每日的每月的及每年的週期性之定理。

廿二、研究在兩極區附近磁性現象與北極光所或然存在之關係。

經此列舉之後，觀測之規則業已擬定，爲期保存魏氏之明確觀念起見，吾人照錄原文而不予修改。

完全而繼續之氣象觀測所其所用之儀器仍屬目前所常用之儀器。

供各觀測站所使用之船隻，能於夏季各月中發現冰塊狀態地位及動向。

磁性因素之絕對價值得以不同之儀器及不同之方法予以確定。

爲期相互控制起見，磁性三種因素變化之繼續的與同時的觀測，須同時以雙組儀器爲之。由於絕對價值作重複而規則之觀測，當可確定在變化儀器所呈現之動態，以致此項變化之觀測同時呈現正確之絕對價值。

吾人並繪製曲線表，表示一定時間中各觀測站所觀測之同時動向，其間隔不應超過一分鐘。

爲期準確地確定磁性全部强度所表現之變化起見，所有觀測站必須按期由三位觀測員以最準確之同一時間用三具儀器同時觀測三種因素。

以動電地面電流觀測所得，與磁性同時觀測所得作一比較。

綜合以上各種觀測，吾人另行繼續研究北極光並連同研究其數目强度與形態，隨後以同一方法在所有觀測站作同樣之研究。

爲期儘可能正確地確定極光之高度起見，極光之高度爲此現象所有理論之基礎。其原因尚未爲人知悉。必須設立分觀測站，即可同時確定最重要極光之視差。此分觀測站，另有其更大存在價值之理由，即在其所屬有限範圍內觀測之所得，可以標出可能爲純地方性之磁性現象之確實限度。

循此方法可以研究觀測站距離遠時之極光與磁性擾動之關係。

經驗告訴吾人用四位觀測員再輔以少數人員即可充分完成各種工作。與以前之歷次極區探險費用相較，爲數甚微而對於並未利用備有專爲完成種工此作所用輪船之觀測站其費用更爲低廉。

爲獲得積極而確定之結果則各觀測站所用之觀測方法務須絕對一致。用是須成立一個參加探險國家組織所選出之委員會，負責起草探險項目之計劃，確定應用之儀器以及應循之法則。

前述問題中之一部分於一年之時期內，作連續之觀察即已足够其他部份問題，此一年之時間實嫌不足。必須成立工作延長甚久之永久觀測站方可期其有成。惟由於極區探險之多方面尚未確定，故吾人認爲現在設立此種永久性觀測站，尚爲時太早。在未決定永久性觀測站之前，必須解決有關探尋目標用方法及選用最有利之觀測地點等基本問題。依照吾人前述之觀測，爲期一年即或許足够解決此各種問題。

四、1879年在羅馬舉行之國際氣象學者第二屆會議

當魏氏積極進行其計劃時，各國對於第一屆極年之成立已感興趣而於1879年四月，在羅馬召開之國際氣象學者第二屆會議時，即商討此一課題， Buys Ballot 氏提出另一報告，對於魏氏之建議深表贊同。但兩人之觀點則略有不同。魏氏主張在一年內增設觀測站，而巴氏 Buys Ballot 則主張限制觀測站數目，而使觀測工作繼續數年之久。換言之魏氏願意首先設立有利於科學各方面之短期基站，而巴氏則贊成永久氣象中心，嗣後可用以知悉氣候及其變化。

五、國際極地會議先後於1870年在漢堡1880年在瑞士京城伯爾尼1881年在俄京聖彼得堡舉行

在1877年及1878年魏氏之工作促成第一屆國際極地會議在1879年十月一日集會於漢堡。

此第一次會議之主席爲德人 Neumayer 德國、奧國丹麥、法國、挪威、荷蘭、俄國及瑞典均派有官方代表參加。

英國比利時西班牙及葡萄牙等國因故均未能派遣代表參加。

歷五次會議之後各國代表即決定期於1881年成立第一屆國際極年。惟仍須於1880年召集一次會議在瑞京伯爾尼時主席仍爲德人 Neumayer ，秘書爲丹麥人 N. Hoffmeyer ，被迫決定將原計劃於1881年秋季開始觀測期，延至翌年秋季舉行。事實上在漢堡召開第一次會議時，曾有一項決議規定，組織國際極年所必需的觀測站，最少應有八座。而在伯爾尼會議時秘書處發覺前述所需八座觀測站之中，僅完成半數。即丹麥之 Upermavik，挪威之 Finnmarken 奧國之 Nowaja-Semlja 及俄國之 Lena 入口處。不久後瑞典於1880年確定參加一座，美國於翌年伊始時，宣佈可能在 Pt. Barrow及 Lady Franklin 海灣處各設一座。最後奧國同意在 Jan Mayer 設立一座，而俄國則決定仍在 NuvelleZemble 再行設立一座。

如是漢堡會議時之決議遂經由伯爾尼會議之核准而予以實施。於是1881年五月十四日會議之主席俄人H. Wild 以極地委員會之名義，宣佈自此日始，魏氏計劃在極區從事有關地球物理尤其有關氣象及地磁之同時觀測，將由極區之八座觀測站負責予以實施。同時並宣佈上述之觀測最少定期一年，並訂於翌年秋間開始。

結果第三次國際極地會議得於1881年八月一日至六日在聖彼得堡召開，主席爲俄人 Wild，此次會議規定必

（下轉第39頁）

颱風報告

民國四十五年颱風報告

第二號—颱風萬達(WANDA)

聯合氣象預報中心

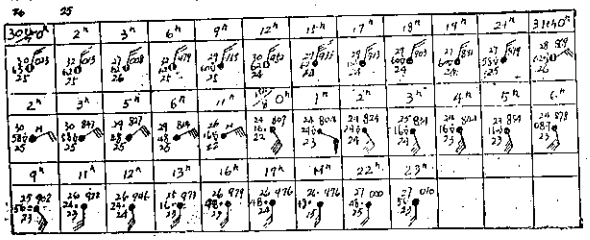
一、概　　述

萬達颱風自七月廿六日夜九時（夏令時間，以下同）即26.1200z起，已開始在馬里亞納群島(Mraiana Is.)西北方醞釀，此後兩天中，關島（Guam, 139°N, 144.9°E）天氣始終低雲密佈，氣壓低降，吹清徐之南南西風，時有陣雨（參看表一）。此一低氣壓並逐漸向北發展，進達琉璜島(Iwojima)以南，氣壓並逐漸濬深，至廿八日上午九時（280000z），由關島美空軍氣象大隊所派偵察機偵測結果，其位置爲 20.3°N，141.2°E，近中心最大風速每小時已達一百浬（kts），即每秒五十公尺，乃被命名爲萬達（WANDA）颱風。此時萬達已開始以每小時十浬的速度向西北偏西方移動；並繼續擴張其勢力。

二十九日晨九時(0000z)，氣象偵察機所測定的萬達位置爲：20.5° N 137.5°E 最大風速已劇增至 130浬（即每小時 130 浬，以下同），五十浬的暴風半徑增達181浬（335公里），中心氣壓低濬至970毫巴（mb），並繼續以時速十浬的速度，向西北偏西方(280度）移動；廿四小時後(300000z)，萬達颱風行抵 21.8°N，123.0°E，近中心風速又增至 150 kts/hr(每秒75公尺)，範圍益形擴大，五十浬的暴風半徑亦增至二百浬，中心氣壓降爲965毫巴，此時琉球群島已入其威力圈內，那覇(Naha)吹北北東風，風力並逐漸增強，低雲增多，有陣雨，迨至下午，颱風愈益接近琉球，氣壓急降，風雨益烈，（參看表二）那覇紀錄顯示所受最大陣風（Gust）時速曾達75浬。卅一日萬達颱風已漸接近本省，上午九時（310000z）的位置在 22.9°N，127.9°E，34 浬的暴風半徑已擴大到五百五十公里，並繼續以十三浬的時速向西北西方行進，此時臺灣北部已進入其暴風圈內，北市當時距萬達中心尚有五百餘公里，然由於地形影響，陣雨終日，入夜風力也漸加強，雨勢尤大，卅一日臺北市日雨量達 190 公厘

日＼時	0000 (Z)	0600	1200	1800
25	24 093 639 +15/ 23	26 056 74 -14\ 24	25 076 74 +15/ 23	23 062 -14\ 23
26	29 079 24 +10/ 23	24 059 660 -13\ 24	26 097 24 +19/ 24	24 056 660 +19 22
27	28 069 +08/ 24	26 056 74 -8\ 22	26 066 74 +8/ 23	23 059 580 +09/ 21
28	27 073 740 +07/ 23	25 059 66 -15 21	25 079 74 +21 23	23 062 -14\ 22

表一　關島每六時天氣報告表



表二　琉球那覇天氣報告

日期＼地名	淡水	臺北	基隆	彰佳嶼	彭湖	臺南	高雄	臺中	恆春	阿里山	大武	新竹	臺東	新港	蘭嶼	花蓮	宜蘭	日月潭
7 月30日	11	9	15	3	0	0	13	0	0	0	0	9	0	0	0	0	微	0
7 月31日	140	190	110	48	0	9	13	24	2	270	1	20	微	4	4	10	—	90
8 月 1日	140	110	70	300	6	6	5	4	微	300	110	16	9	4	2	0.4	21	50
8 月 2日	0	0.1	0	0	0	19	13	2	3	220	60	0	0.7	0	9	0.7	0.7	43
8 月 3日	14	15	2	2	0	9	12	3	26	17	22	0	31	70	12	37	0.2	24
總　計	305.0	324.1	197.0	353.0	6.0	43.0	56.0	33.0	31.0	827.0	193.0	45.0	40.7	78.0	24.0	48.1	21.9	207.0

表三　本省各地雨量統計表

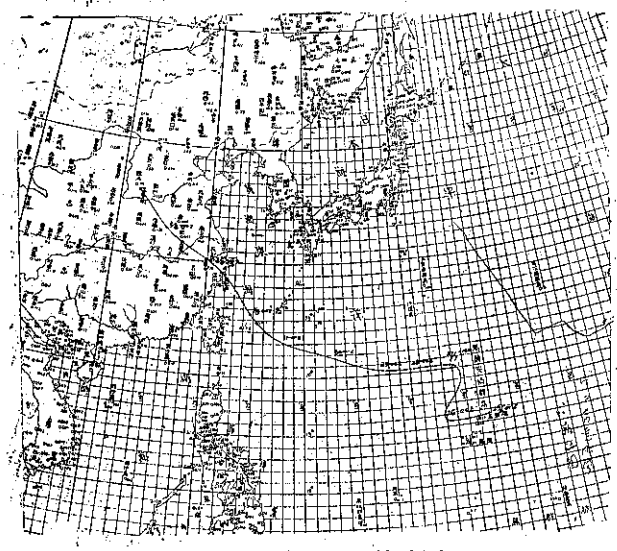
(mm)(表三)，本中心值班技正及各氣象機構值班人員，莫不澈夜工作，小心分析，並互相聯繫；共同決定颱風位置。所幸自八月一日晨起，萬達的行進方向已略向北偏，自西北西方（290°）略北偏爲西北方（310°）因之，原先預計其途徑應經過石垣島附近而至本省北部海上彭佳嶼附近者，結果偏至宮古島（Miyako）附近（參看表四）。八月一日上午九時（010000z）的位置爲25.6°N，124.8°E，34浬的暴風半徑略減爲450公里，臺

日 / 時 / 地名	7月30日 00000Z	06000Z	12000Z	18000Z	7月31日 00000Z	06000Z	12000Z	18000Z	8月1日 00000Z	06000Z	12000Z	18000Z
石垣島	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
宮古島	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

表四　石垣宮古二島每六小時天氣報告表

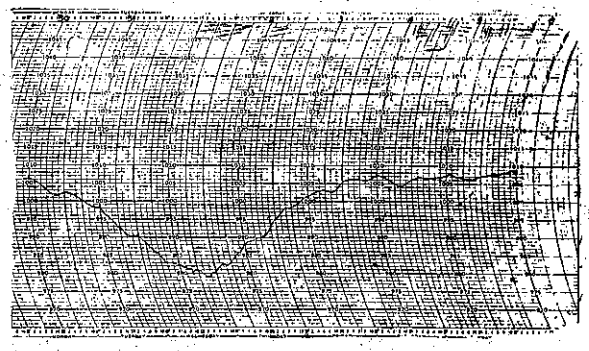
北市最接近颱風中心的時間爲八月一日下午三時(0600z)左右（參看圖一），其時萬達位於 26.8°N，124.0°E，正以十浬的速率，穿越東海，續向西北方(320°)移動，至二日晨二時，萬達颱風遂在浙江象山港附近登陸，本省自八月一日晚間起，各地天氣均趨好轉，並逐漸恢復正常天氣。

萬達颱風在象山港登陸後，即經寧波，杭州，紹興



圖二　萬達颱風軌跡圖

東亞天氣的主要形勢爲北太平洋高氣壓正沿日本向西南擴展，大陸上則爲一片低氣壓區（圖三）此種形勢不僅地面如此，在高空方面尤其顯著，據七月廿七日廿三時(1500z)的700mb（一萬呎）及500mb（兩萬呎）的高空氣流圖（圖四、圖五）顯示，上空的北太平洋高壓氣流，均從日本向西南擴張至琉球群島，由於北方有此强大高壓脊，依據導流原則，萬達颱風祇有沿着此一高壓邊緣，向西北偏西方（280-290°）移動，七月廿八日高壓脊且曾一度伸至菲律賓北部（圖六），惟爲時不及一日又退縮至日琉一帶，遂使萬達行徑未曾受阻，得仍循原方向進行，並保持此種動向至七月三十日，三十日的高壓脊續在日本及東海一帶盤踞（圖七），此時琉球及本島氣壓已呈顯著下降(圖八)，顯示出此一强大風暴行將侵襲之途至；七月卅一日上午，颱風已到琉球南方海

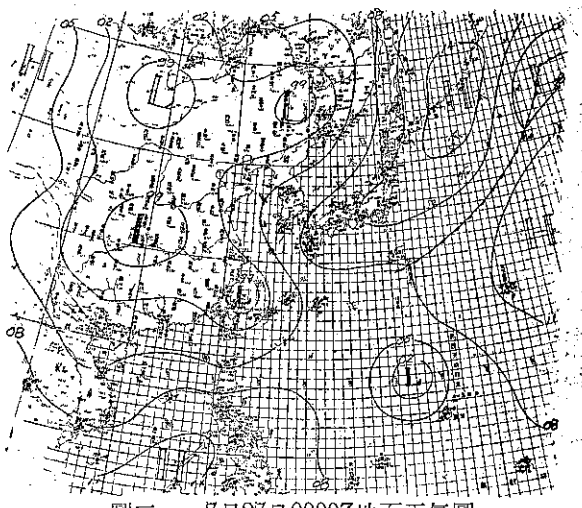


圖一　臺北松山氣壓自記曲線

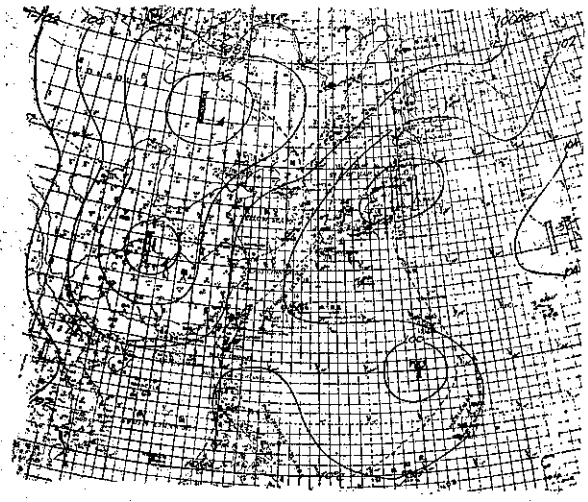
，蕪湖等地，於三日晨五時抵安徽阜陽附近，其移行的速度約爲每小時 15-20 公里，方向一直保持西北向，登陸之初，風力異常强大(詳後)，豪雨如注，其後風力逐漸減弱，但雨勢仍烈，八月三日上午萬達行抵河南中部汴洛之間，因受豫晉間太行山阻碍，且動能消耗殆盡，遂滯留於該區，至八月四日變爲兩個溫帶淺低壓，分別位於河南，山西二省，並逐漸被塡塞，此一强大威力的熱帶風暴乃告消滅。計自七月二十六日孕育完成起，至八月四日止，萬達颱風在海陸縱橫吹襲共達十日之久。(參看圖二)

二、本中心對於萬達颱風之研判

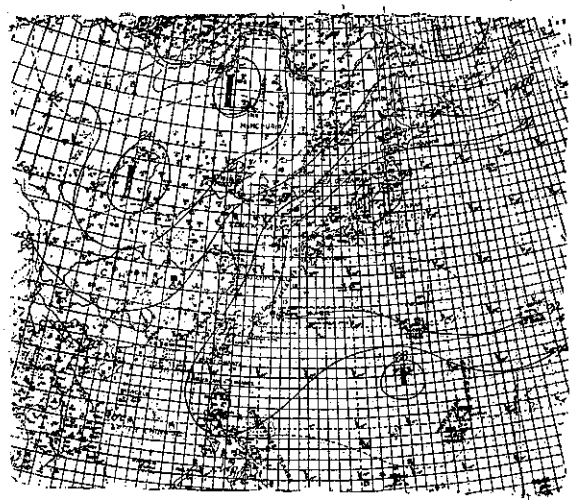
萬達颱風生成之初，本中心即予密切注意，當時



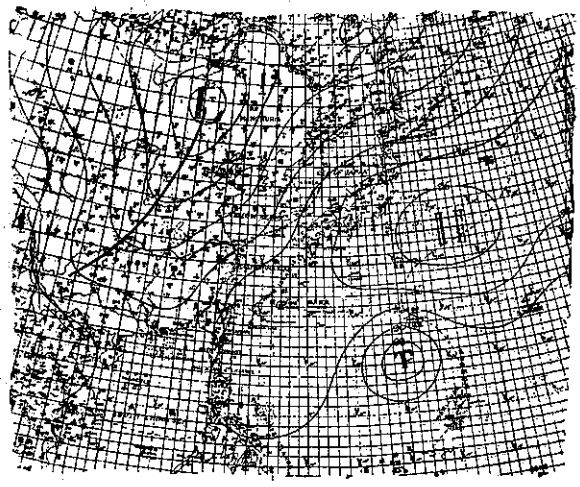
圖三　7月27日0000Z地面天氣圖



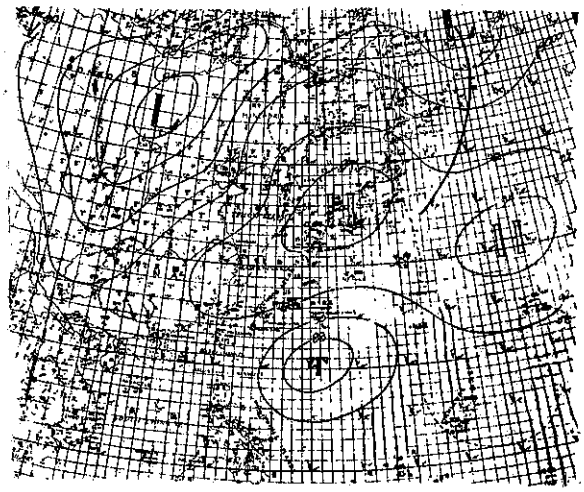
圖四　7月27日 1500z 700mb 高空氣流圖



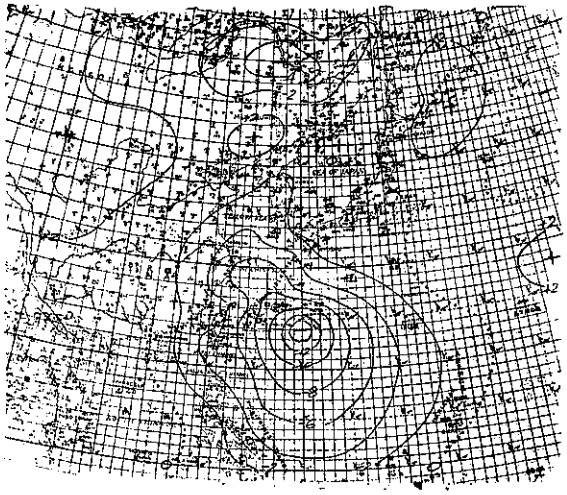
圖五　7月27日 1500z 500mb 高空氣流圖



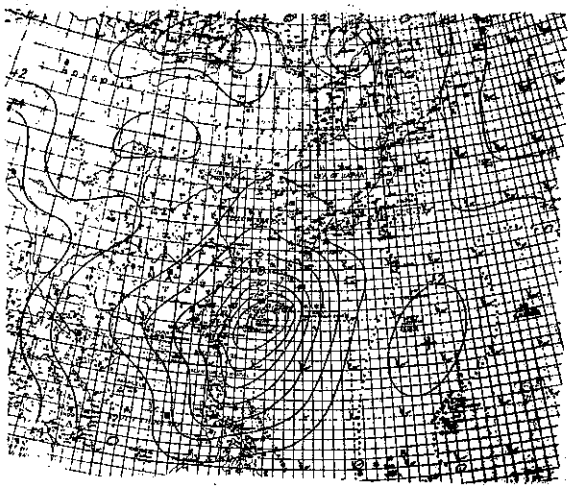
圖六　7月28日 0300z 500mb 圖



圖七　7月30日 0300z 500mb 高空圖



圖八　7月29—30日 1200z 氣壓變差圖



圖九　7月30—31日 0000z 氣壓變差圖

面，本中心乃召開萬達颱風第一次會議，自主任委員以下，軍民雙方各有關人員均曾出席加以研討，並特別注意下列諸點：

①察看萬達颱風以往數日行進之速度甚爲勻和，無加快或減慢之現象，故未來颱風趨勢，尚無轉向跡象。

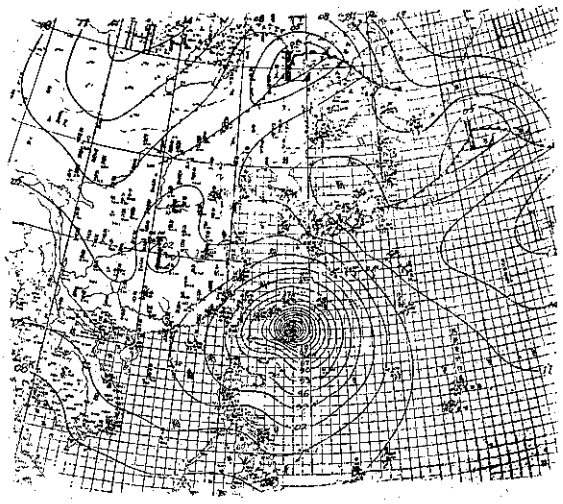
②據卅日至卅一日 0000z 氣壓變差圖顯示，琉球與本省氣壓均有劇烈之下降，在廿四小時內，那覇，石垣均降達 15mb左右，而宮古島更降達 17.4mb，顯示出氣壓低降之主槽所在。(圖九)

③就地面天氣圖（圖十）及高空氣流圖觀之，高壓脊均已退縮至黃海及日本一帶。

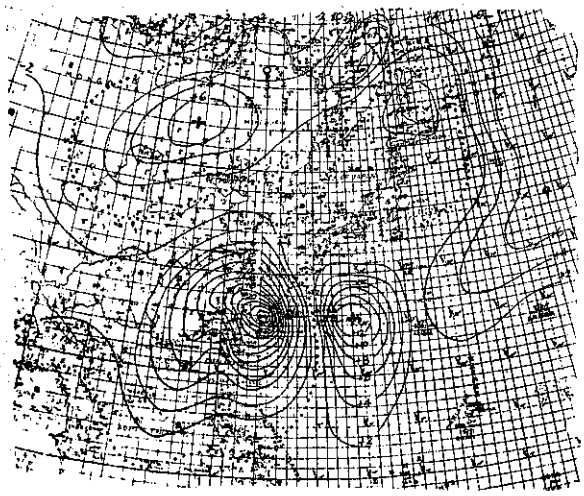
根據以上各點，乃會商決定七月卅一日上午九時（0000z)萬達颱風之位置，進行方向及速度如下：

中心位置22.9°N，127.9°E，進行方向 290°，時速13浬，最大風速150浬，34浬的暴風半徑爲 550 公里(350哩)

上項結果一面由本中心通知各氣象單位參考應用，一面由主任委員呈報各有關首長。



圖十　7月31日 0000z 地面天氣圖



圖十一　氣壓變差圖

同日下午本中心續召開第二次會議，除軍民各有關人員均出席外，並承美軍顧問團氣象顧問馬克森少校(Maj. Maxon) 冒豪雨趕來列席，經分析研討後，決定萬達颱風卅一日下午三時（0600z）的位置爲 23.2°N，127.4°E，最大風速仍爲 150 浬，進行方向290°，進行速度12浬，34浬的暴風半徑仍爲 550 公里。至卅一日晚間之颱風動向仍由值班技正負責與軍民氣象機構密取聯繫，共同商洽決定每次（1200z，1800z）的颱風位置，威力及其移行方向等，再通知各單位參考應用。

八月一日上午，在鄭主委主持下，復召開第三次會議，經與會人員詳加研討，判定下列諸事：

①萬達颱風於八月一日晨四時許通過琉球群島之宮古島附近時，威力稍有減小。

②由於北太平洋高壓脊略向北退縮，使萬達颱風之進行方向略有偏北現象，即由290°偏爲310°。

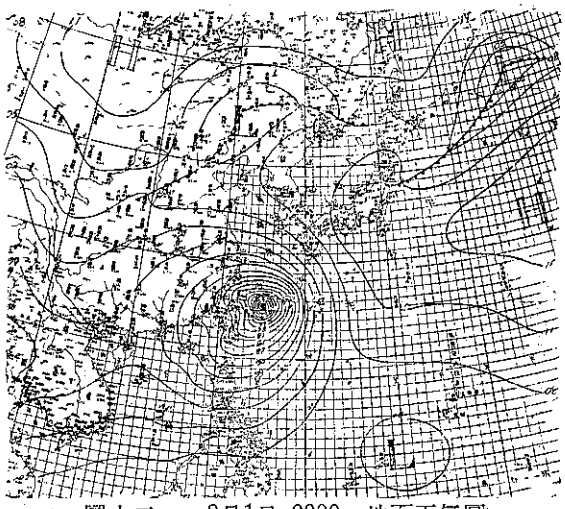
③由圖十一氣壓變差圖，日本琉球一帶均爲升壓區，大陸上各地氣壓則呈劇烈下降，顯示其動向將逕趨大陸，不致轉向。因此乃判定颱風中心位於 25.6°N，124.8E°，最大風速 130 浬，進行方向西北，時速10浬，34浬的暴風半徑爲 450 公里。(參看圖十二)

同日下午又召開第四次颱風會議，根據：

①八月一日中午十二時（0300z）700mb 高空氣流圖(圖十三)顯示，高壓脊仍在日本盤踞，而自東至大陸一帶則爲一片低壓槽。

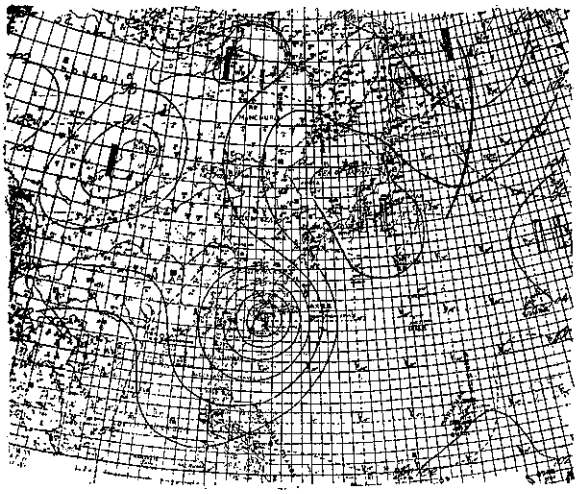
②萬達颱風移動的速度每小時仍有十浬，並未過份減低。顯示並無向北轉向的跡象。

故會議決定下午三時(0300z) 颱風中心位置爲26.8°N

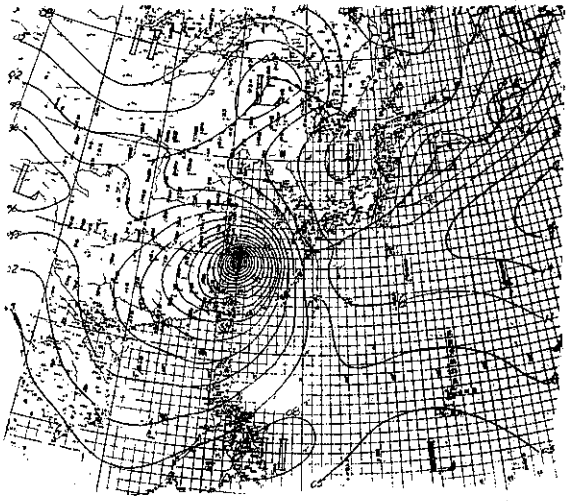


圖十二　8月1日 0000z 地面天氣圖

124.0°E 進行方向西北（320°），最大風速 130 浬，34浬的暴風半徑仍爲 450 公里，此時颱風的位置已到達臺北東北方二百八十公里處，爲最接近本省的距離。此後萬達繼續向西北方推進，逐漸遠離本省，本中心乃於八月一日晚間，通知各有關單位，相機解除警報；萬達乃於八月二日晨在浙江象山港附近登陸（參看圖十四），對於本省的威脅乃完全解除。



圖十三　8月1日 0300z 700mb 高空圖

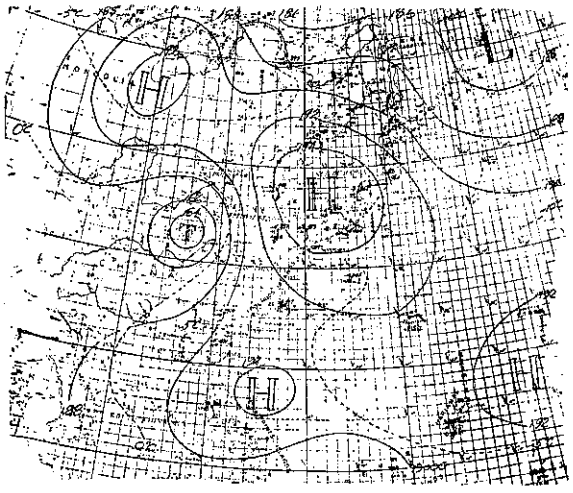


圖十四　8月1日 1800z 地面天氣圖

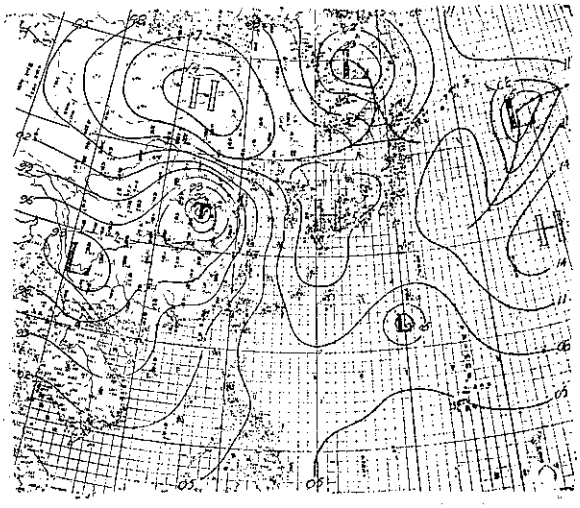
萬達颱風在大陸登陸後，由於：

①北太平洋高壓脊自日本經黃海伸入華北，使萬達一直無法轉向北吹。

②自東海至華東沿海及華中一帶爲一片低壓槽。（圖十五）



圖十五　8月2日 1500z 500mb 高空氣流圖



圖十六　8月3日 0600z 地面天氣圖

因此萬達並不像一般颱風在大陸沿海作拋物線繞行後，再出海向東北方移動，此次却是於進入大陸後，仍繼續向西北方行進，經過杭州、紹興、皖南、在南京安慶間越過長江，由皖北阜陽進入豫中（圖十六），彼時颱風風力已大減，受阻於太行山脈，乃停滯於河南中北部一帶，逐漸變爲一片溫帶低氣壓。

三、萬達颱風侵襲臺灣的情形

七月卅一日晚間，臺灣開始進入萬達暴風半徑以內，但自同日上午起，少數地區如臺北，宜蘭，由於地形的影響，低雲漸增，斜風陣雨，已儼然有颱風欲來之象（表六），計卅一日平原地區雨量最多者爲臺北市，達 190 公厘，淡水次之爲 140 公厘，山地有紀錄者以阿里山最多達 270 公厘（參看表三），八月一日颱風距本省最近，强

日期	時間 (Z)	平均風速 風向	平均風速 風速(浬)	瞬間最大風速
七月三十一日	2000	NW	20	30
	2100	NW	22	38
	2200	NW	24	32
	2300	NW	40	48
八月一日	0000	NW	38	46
	0100	NW	30	41
	0200	NW	35	47
	0300	NW	32	44
	0400	NW	32	40
	0500	W	35	45
	0600	WNW	35	45
	0700	W	32	40
	0800	SW	35	40
	0900	SW	40	50
	1000	SW	36	40
	1100	WSW	30	38
	1200	WSW	30	42
	1300	WSW	26	30
	1400	WSW	26	32

表五　臺北松山七月卅一日至八月一日風向風速紀錄表

風豪雨終日未停，是日雨量平地以淡水最多，計140 公厘，北市、大武均爲 110 公厘，山地仍以阿里山最多達 300 公厘，基隆海外之彭佳嶼因距萬達最近（最近時相距 160 公里），風雨均强，卅一日雨量爲48公厘，八月一日則猛增至 300 公厘。

此次萬達侵襲臺灣，因中心距離本省尚遠，最近處離本省北端之基隆尚有 250 公里，故各地風力均非過强，臺北市松山機場氣象臺紀錄顯示，瞬間最大風速爲50浬(kts/hr)（表五），而自臺北市風壓自記紀錄讀之，最大曾達21.3m/s(43浬)（圖十七），唯一被風吹襲較烈之處爲孤懸海上的彭佳嶼，觀測得到的最大平均風速達90浬／時，(參看表七)。

由上所述可知此次萬達颱風的風力對臺灣並未構成嚴重威脅，兼以當時本省第一期稻作的百分之八十五均已收割入倉，其餘尚未收割者僅百分之十五，係分布於嘉南平原一帶，南部風力不强，對稻穀並無影響，僅中南部蕉園被風吹折一部，損失較大。連朝風雨所帶來的豐沛雨水對農田裨益極大，使農民可早日將稻田耙平，確保二期秧苗的種植。但在另一方面，由於豪雨猛降，洪水的災害仍不能

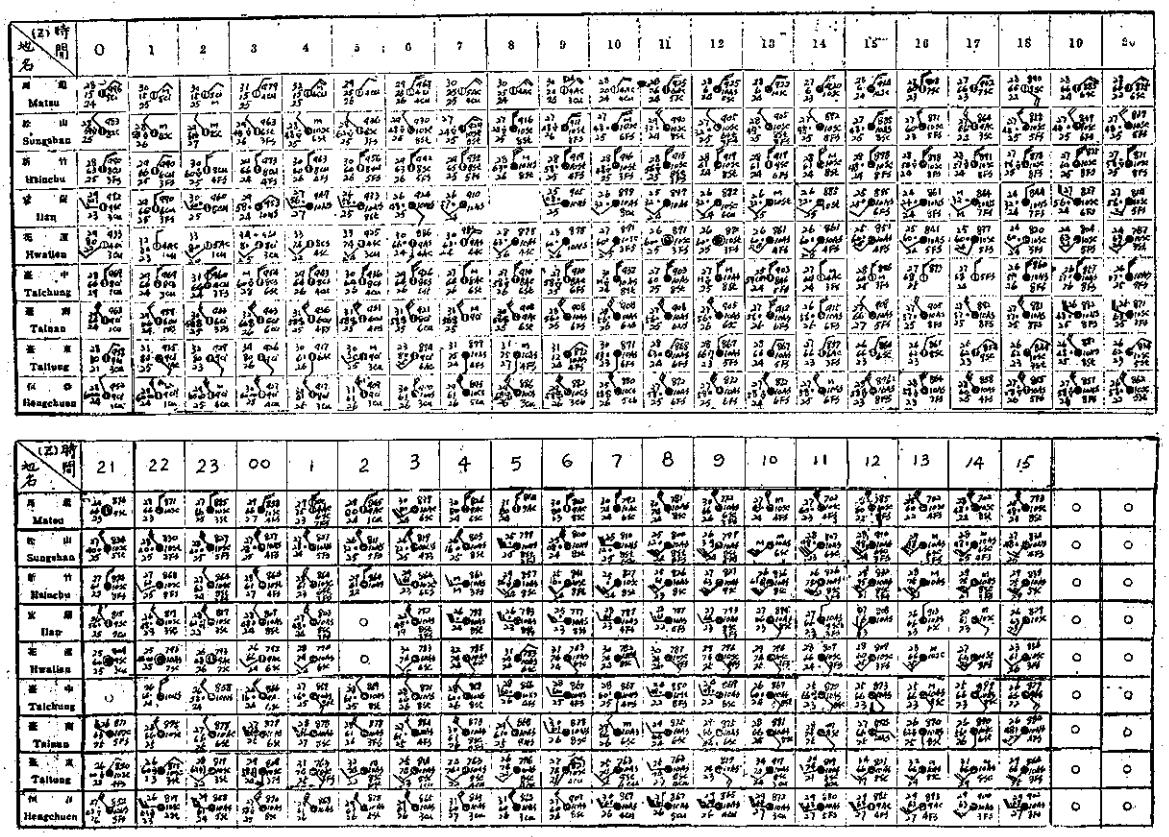
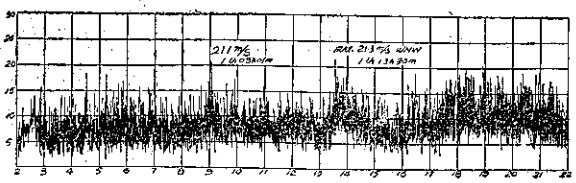


表　六　　本省各地每小時天氣報告



圖十七　臺北市颱風自記紀錄

完全避免，臺北市在七月卅日至八月一日三天內，降雨309公厘，使環繞本市的溪流新店溪，基隆河和淡水河三河的河水均行暴漲，同時淡水河下游由於颱風對於海潮和風向兩方面的影響，促使海面高漲並倒流入淡水河中，致淡水河水無法宣洩，連帶迫使其支流水位愈積愈高，淡水河最高水位會至4.7公尺，較3.0公尺的警戒線超過1.7公尺，大多水門均被淹沒，新店溪螢橋附近中正橋水位在八月一日下午最高會達8公尺（照片一），已打破四十二年由妮娜（Nina）颱風所造成的7.8公尺之最高紀錄。以致臺北市附近低窪地區像南機場，西園區，中和鄉，蘆洲，板橋，三重鎮一帶，都是汪洋一片，水深齊膝，房舍均被洪水浸入，很多地方更需陸地行舟（參看照片二、三），所幸各低窪地區市民均能提高警覺，隨時向臺灣省氣象所探詢颱風動態，並及時得到警察當局的協助，遷居至安全地區（大多遷入各國校暫住），故人民生命財產的損失不大，但各地局部的生命財產的損害仍難完全避免，茲據八月四日報載臺灣省警務處所發表的各地颱風損害如下：

日＼時	0000Z	0600Z	1200Z	1800Z
30/7	28 069 98 +05 24	29 042 96 +14 26	28 030 93 +06 25	28 017 92 +14 25
31	28 476 94 -01 25	28 931 56 -07 27	27 883 91 -06 25	27 915 91 +16 25
1/8	26 766 93 -04 25	25 740 92 -09 25	24 780 91 +18 24	26 844 91 +09 24
2	28 890 98 +21 25	29 929 +07 27	28 967 91 +24 27	27 000 91 -04 26
3	28 039 96 +22 26	28 052 97 +02 28	27 075 92 +18 26	27 087 92 -03 25

表七　彭佳嶼每六小時天氣報告表

臺北市：死二人，失蹤三人，全毀房屋160幢，損壞232幢，農作物損失888公畝。

臺北縣：死七人，傷一人，房屋倒塌64幢，工廠，工場倒塌各一處，稻谷損失一萬四千公斤。

臺中縣：失蹤一人，毀草房三間，瓦房一幢，損害稻谷二百公斤，花生二百台斤，牛二頭，猪六隻，后里泰安溪橋堤防沖毀十二公尺，石崗鄉通東勢公路橋沖毀廿公尺。

高雄縣：海源村海堤沖壞八十公尺，海中村海堤沖毀四十公尺，卅四馬力漁船添福慶號行方不明。

① 中正橋下的洪水

基隆市：輕重傷六人。

陽明山：損毀草、瓦、克難房屋共廿一間，農作物407公畝。

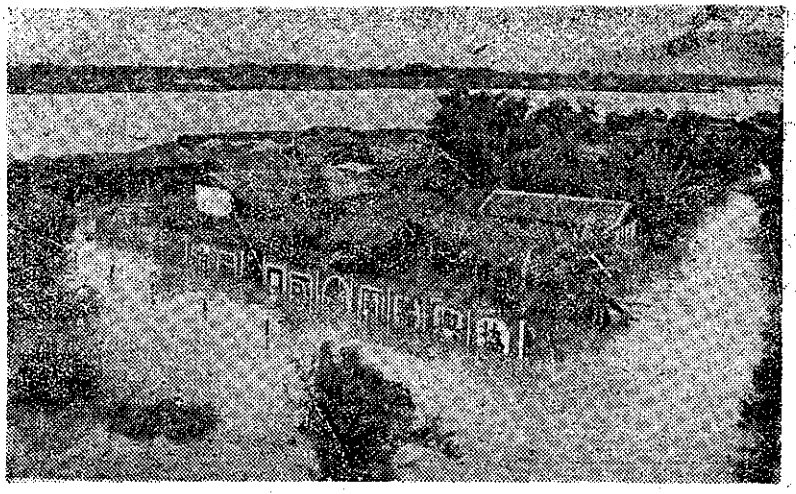
彰化縣：農作物損失約二萬九千元。

桃園縣：死一人，損害農作物十五甲，房屋損毀六幢。

交通方面，當萬達威力最强時，本省交通均會遭受甚大阻碍，由於臺北市附近洪水氾濫，淹沒部份道路橋樑，故在八月一日公路和鐵路的部分路線（北部）均會停駛，鐵路縱貫線因關係重大，仍勉力維持開駛慢車，以維交通；蘇花公路有部分坍方，但仍接駁行駛。電信方面在八月一日的大風豪雨中，有不少線路發生故障，至一日晚始漸次修復。

除上述損害外，另一可喜之事亦值一述，當萬達颱風未來之先，本省中南部普遍缺水，中部電源中心的日月潭水位已甚爲低落，南部嘉南平原的農田需雨水灌溉，當時人造雨研究所正應省糧食局及電力公司之請，分人員兩批，實地至霧社及臺南二地從事造雨工作，當時中南部天空雲量稀少，造雨成功之希望甚微，所幸萬達颱風及

時而至，據現有紀錄顯示，自七月卅一日至八月三日止，日月潭降雨量達207公厘（參看表三）另據醫方報導，佔南投全縣面積百分之八十三的山地仁愛、信愛兩鄉，於八月一日全日豪雨傾盆，濁水溪上波濤洶湧，日月潭進水口水湧如注，水位大增。至嘉南平原方面，自七月卅日至八月三日，高雄總雨量達56公厘，臺南爲43公厘，恒春亦有31公厘，對於南部農田，均有極大裨益。



② 頂 溪 州 水 困 房 屋

四、大陸匪區受萬達颱風襲擊概況

萬達颱風於八月二日晨二時在浙江象山港附近登陸後，並未遵循一般常軌，於侵襲東南沿海一帶後，即行北轉，繼轉北北東而東北，蘇爲北或魯東重行下海，反之此次由象山港直趨西北方進入匪區腹地經寧波、杭州、宣城、蕪湖、渡長江經合肥於三日晨五時到阜陽，又移行至河南省中北部，而變爲溫帶性低氣壓，計自八月二日晨二時至四日下午三時止，其在大陸運行的時間達二日半（61小時）之久，較侵襲臺灣之時間（七月卅一日至八月一日晚共30小時），長二倍之多；且萬達之於臺灣，係邊緣掃過，而對大陸則係直接登陸，故其所造成之災害，遠較臺灣爲多，共匪廣播亦不得不自承此次萬達颱風之吹襲，其風速之强，雨量之豪，災區之廣，已造成五十年來的空前紀錄，根據報載共匪廣播匪區所受之損害略如下述：

③臺北市西園路水泛成河市民划舟搬遷

萬達於八月一日開始襲擊浙江沿海，舟山寧波兩區首當其衝，二區人民死亡達1960人，傷1200多人，房舍三萬八千多間被吹倒或吹破，浙江省早中稻均未收割，被風吹襲後，倒地脫穀減產達三成以上，浙江有一百多萬畝棉田正在開花，棉鈴多被吹落水中，損失達百分之四十左右，萬達登陸後，仍以每小時十五至廿公里的速度向西北移動，上海杭州都於八月二日遭受十至十二級强風（每秒25至30公尺）的吹襲，西湖湖濱大樹被連根拔起，杭州市死83人，三百餘人受傷，上海房屋吹壞萬餘棟，百分之八十的菜園菜蔬均被洪水沖走，江蘇省內地風災情形較浙江略輕，但沿海一帶損害仍大，尤其是農作物稻作，棉花方面。安徽省乃萬達颱風中心經過之區，災害也很大，長江兩岸的水稻，皖北的高粱玉米等旱作物，大部被吹倒，脫粒達百分之廿左右，房屋倒壞達卅二萬間，農民死亡八十餘人，傷者達五百卅餘人，八月三日晨，萬達在皖北阜陽掠過時，該地僅樹木一項被刮倒者即達十六萬餘株，損害之大，可以想見。

上述僅係共匪廣播浙蘇皖三省風災損害的片斷統計，其實際情形，當更慘重；至於鄰近各省如河南，河北，山西，山東等所受風災可能較輕，但洪水災害也極嚴重，此次萬達颱風在西太平洋上醞釀甚久，生成後又在海上移行達一週以上，範圍既大，所含水氣也特別豐沛，故登陸以後，所到之處，輒大雨如注，滬杭等地豪雨持續達二晝夜以上，華北爲其受阻滯留之區，是時風力雖弱，豪雨仍强，故華北各地洪水爲患，各河流均出現洪峯，淮

河，黃河，衛河均已氾濫成災，匪幫並强迫五萬善良人民搶運糧食，永定河盧溝橋水位漲至 65.15 公尺，並灌入小清河中，形勢危殆。

本中心於撰述大陸匪區風災嚴重情況之餘。遙想我大陸善良同胞於飽受共匪七年長期壓榨之後，早已衣不蔽體，三餐無繼，現又遭受如此嚴重的風災，其處境之悽慘，實應寄予無限之同情。以之與臺灣相比，我政府每於颱風未來之先，即由警務處設立防颱小組，與臺省氣象所密取聯系，並督飭各地警察人員加强警戒，以保護人民之生命財產，颱風既來，則救災扶難，盡其所能，例如此次政府協助北市低窪區市民之撤退。各地被洪水包圍的少數村民，軍警憲及地方政府當局，更盡量用飛機，水陸坦克，橡皮艇，甚至人鍊，以求將之救出；反之共匪却驅迫五萬人民在暴風雨下爲其運糧，所謂天堂和地獄實不可同日而語。

五、萬達颱風研判結果之檢討

此次萬達颱風來襲，本中心自始至終均予以密切注意，依照歷年颱風軌跡觀之，萬達生成時已在 20N° 以上，緯度已甚高，襲臺之可能性應不大，但由於北太平洋高壓脊之强大，並橫亘於日本黃海及華北一帶，遂使萬達永無向北轉向之機會；本中心於研判時，也曾特別注意到此一具有持久性高壓脊之存在，故在歷次會議中，各軍民有關出席人員，從無人認萬達行對轉向，事後檢討，顯示此點甚爲正確。其次本中心所研判之逐次颱風位置及移行速度，均與美軍飛機偵察或雷達測定之位置甚爲接近，所報之暴風範圍亦甚適當。唯一與預測情形有偏差者，爲當萬達接近本省時，本中心預測其進行方向爲290°，但實際上萬達則偏北爲310°，有此廿度之差，遂使萬達之中心較預測者北偏達二百公里之多，檢討此種差誤之原因，實由於：

①本中心過於重視北太平洋高壓之强大及持久性，對於北半球颱風運動之偏北慣性，考慮尚覺不足。換言之，由於高壓脊之强大，萬達固不可能向北或東北，但由於高壓脊與颱風之相對位移作用，仍可使颱風動向發生較少度數的偏向，此次萬達之動向由歷時數日的290°，偏爲310°，復偏爲320 即係在此種情形下產生。

②另一使本中心預測颱風動向發生偏差之原因爲高空紀錄之欠缺，自日本以西，僅韓國有一探空紀錄(漢城)，迤西黃海及華北一帶均爲一片空白，因此該高壓脊向黃海以西伸展之實際情形，無法精確判定，故對萬達颱風北緣所受的阻力大小不能作正確估計，遂致產生此一偏差，所幸此一偏差係向北偏，使颱風中心愈益遠離本省，少受不少損害。

今後爲精益求精計，除本中心人員更應勤愼從事於颱風之研判外，對於每年威脅臺灣之颱風，仍應繼續對於颱風的生成，移動等因素，加以深入研究，如何能在其發生之初，設法減低其動能，削弱其破壞力；在颱風測報方面，如何來建立我國自身的颱風偵測制度，以新式有效之裝備如巨型氣象偵察機，氣象專用之雷達站，來補地面氣象資料之不足，當更能提高颱風預報之準確性，則人民生命財產之損失，定可大爲減少矣。(完)

(上接第61頁)

單位，往往難以給予十分確切的答覆，蓋詢問者提出此種問題時，颱風尚在數百公里以外，當時所預測的方向角度如相差十度或二十度（如預報進行方向300°，實際爲 320°），則在數百里外即相差一個很大的弧度，本來應該登陸者，却掠海面而過，或者本來不致登陸者，却又偏向而登陸，似此情形，實由於目前颱風之分析預報技術，尚未能像天文學對於各星體之運行，推算得如此準確，但若與地震學的現況（目前尚不能預報地震）相比較，則又勝似多多。

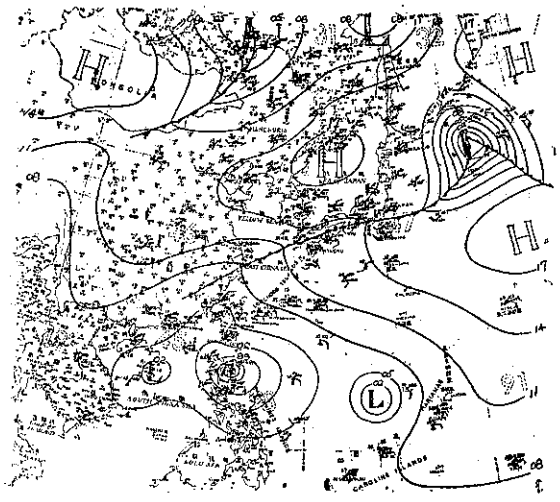
當然，我們如此說明，並非藉此推卸職責，僅在說明我們實際工作時所遭逢的困難，希望各界人士獲知眞實情況。就氣象工作者立場言，對於颱風預報技術之研求及改進，國外氣象新思潮，新方法之介紹及吸收，正盡本中心之能力財力，利用氣象學報園地，加以研究及闡揚，以期臻於更完善的境地，而減少公私財產的損失，保障人民性命的安全。　(完)

民國四十五年颱風報告

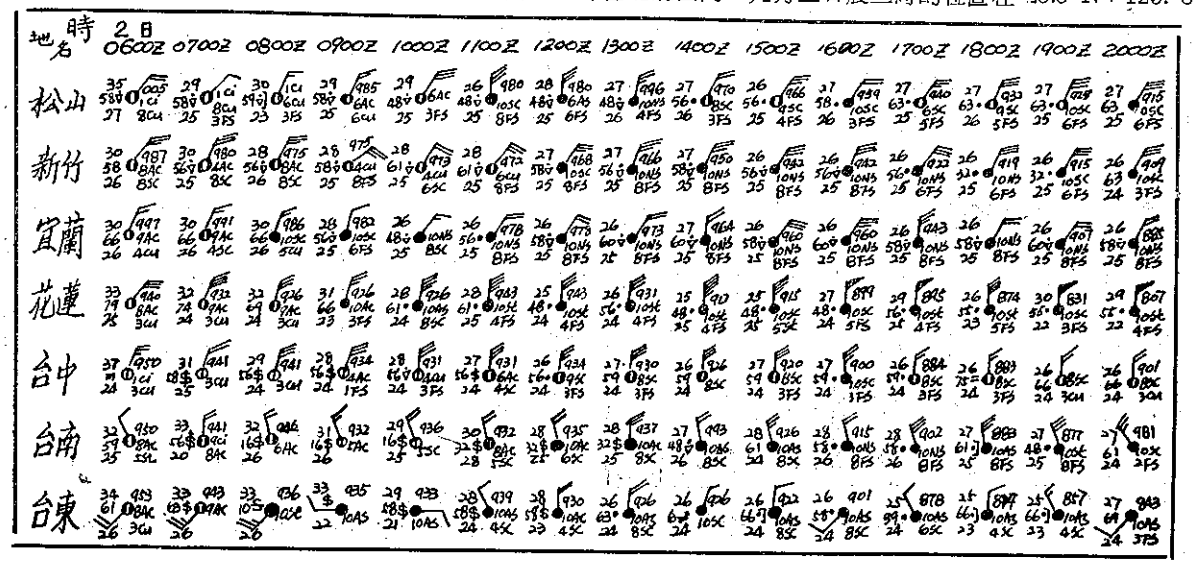
第三號—颱風黛納（DINAH）

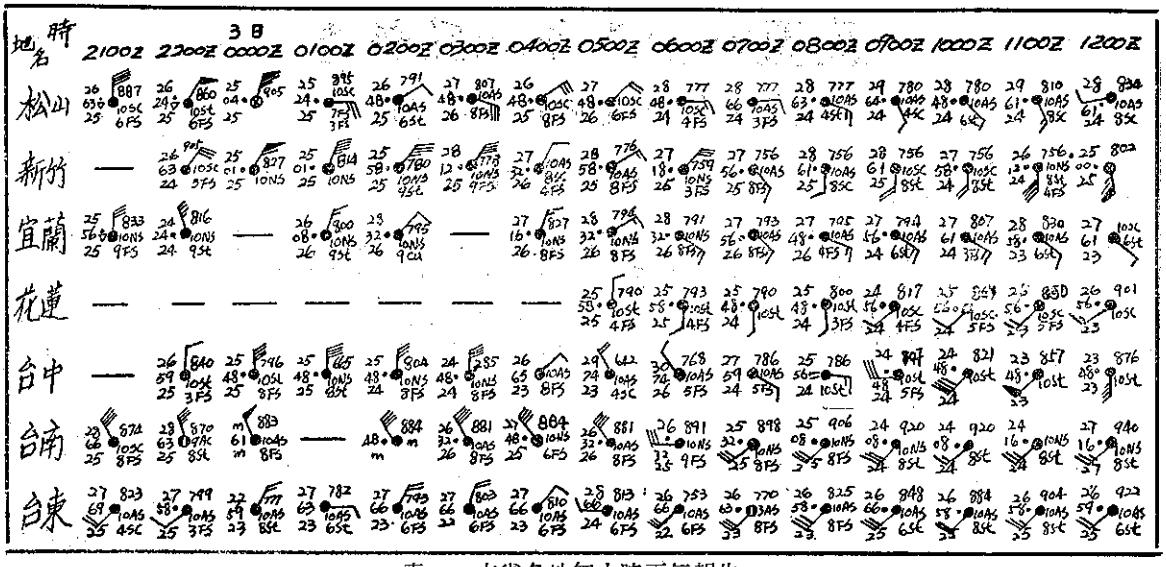
一、概　　述

八月下旬，颱風夏綠蒂(Charlotte）甫行登陸菲律賓之呂宋島北部，緊接着在馬里亞納群島以西，又生成另一熱帶風暴，八月二十九日晨三時(夏令時間，以下同)即281800z，在東亞地面天氣圖上，已可見其踪跡(圖一)，當時甫行生成的熱帶低氣壓（Tropical Depression）位於15.5N，137.5E，並逐漸向西北發展，八月卅日上午，此一低壓已增強爲熱帶風暴（Tropical Storm），並已引起關島安德生基地（Anderson Air Base）美空軍氣象大隊之注意，於一日內兩次派機（RB-50型）實地勘測，經測定卅日晚九時（301200z）的風暴中心位於19.7°N，132.5°E，最大風速每小時 50浬（25m/s），中心氣壓996毫巴（mb），以緩慢之時速（5浬/時），向西移動，十二小時後（310000z），行抵北緯 20.6°，東經 131.2°，最大風速增至70浬（即 70kts/hr，以下同），中心氣壓低降爲 990 毫巴，乃被命名爲颱風黛納（Dinah）。此後廿四小時內（310000z 至 010000z），黛納因受北方高壓楔的壓迫，將進行方向自西(270°)改變爲西南西方(250°)速度緩慢，時速僅約 8 浬，但繼續積儲其動能，增強其力量；九月一日晨起，位於其北的高壓脊突然斷裂爲二，主高壓區仍在日本東南洋面上，另一小型高壓(High Cell)，則被遺留於浙閩沿海一帶，於是自琉球向北至東海一帶，形成一相對之低壓槽，因此黛納颱風乃趁此機會向北偏轉，自九月一日晨九時（010000z）起，其移動方向初自西南西方轉爲向西行，繼又轉向西北西方，至九月二日晨三時起（011800z），黛納的移動方向已完全轉爲西北（320°），當時位於 19.7°N，126.2°E，近中心最大風速增至九十浬，二日下午三時（020600z），風力續增至100浬/時，達到此次黛納颱風生命史中威力之最高峯，但與其前之萬達颱風最大風速150浬相較，自仍稍遜一籌。此時黛納進抵 21.6°N，124.7°E，西北距花蓮尚有四百二十公里，惟黛納移動的方向又由 320°，偏北爲330°即呈北北西向，九月三日晨三時的位置在 23.3°N，123.°8



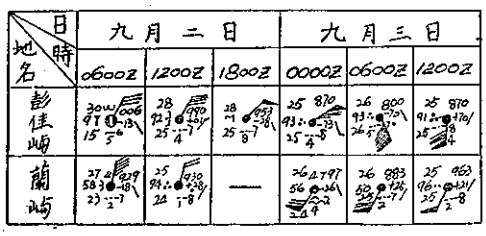
圖一　八月廿八日1800z 地面天氣圖





表一　本省各地每小時天氣報告

E，即石垣島的南南西方140公里及花蓮港東南東方220公里，若以其過去十二小時軌跡預測，其未來行徑應通過石垣與臺灣之間進入東海，但此時高空氣流形勢又有變化，位於東海並伸入中國大陸沿海的高壓楔，非惟不再形減退，反而自分裂中重行增強，黛納颱風經其突然阻攔，依據導引氣流原則，遂將其動向又自330°轉變爲310°，並於三日晨九時(030000z)進抵蘇澳宜蘭以東海上（24.3°N，122.4°E），因此自二日晚起，本省各地均先後進入其暴風範圍（參看表一，表二），臺北市因地處盆地，而東北方適爲山陵缺口，故東北風特別強勁，在松山民航機場氣象臺(屬中央氣象局)所測得之瞬間最大風速曾達82浬/時(參看表三)，因之該機場所停放之民航機被吹翻吹損數架，損失頗大(詳後)。



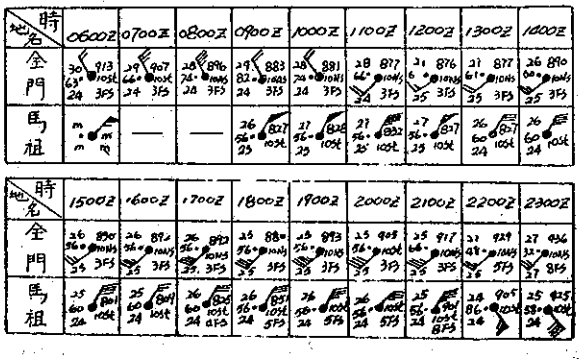
表二　彰佳嶼，蘭嶼每六小時天氣報告

九月三日上午十時許，黛納終於在蘇澳附近登陸，並繼續橫過中央山脈北端，於下午三時抵達北緯24.5°N，東經121.0°E，即新竹東南卅公里處，當黛納於晨十時許登陸後，其中心邊緣曾於上午十一時許經過臺北市，頓時風息雨止，雲層稀薄，青天隱約可見，此即所謂颱風眼 (Eye of Typhoon)，是在颱風暴風半徑內，唯一風平雨息的地方。

黛納颱風自新竹附近進入臺灣海峽，其中心於四日晨一時行抵馬祖附近（參看表五），並賡即吹襲大陸，經福州，閩北，浙西，皖南於九月五日晨三時進抵南京附近，沿途均有風雨，惟風力愈來愈弱，黛納在大陸所

日期	時間 (Z)	平均風速 風向	平均風速 風速(浬)	瞬間最大風速
九月二日	1000	NE	24	44
	1100	NE	26	38
	1200	NE	28	43
	1300	NE	25	32
	1400	NE	22	34
	1500	NE	26	36
	1600	NE	22	31
	1700	NE	25	33
	1800	NE	30	40
	1900	ENE	28	39
	2000	NE	29	40
	2100	NE	29	40
	2200	NNE	50	80
	2300	NNE	45	78
九月三日	0000	NNE	65	82
	0100	E	25	30
	0200	ENE	28	—

表三　臺北松山風向風速紀錄

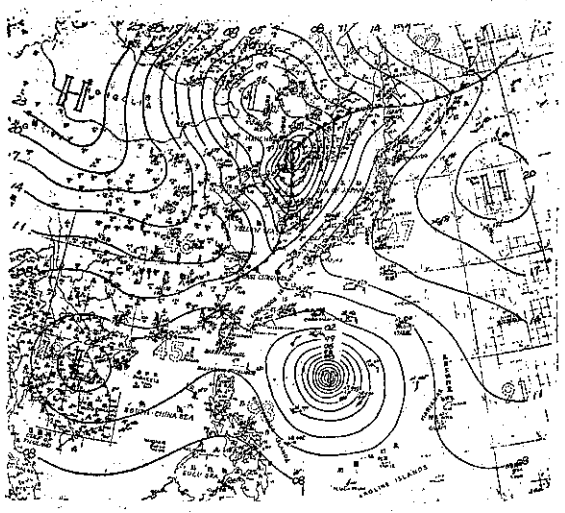


表五　九月三日金門馬祖每小時天氣報告

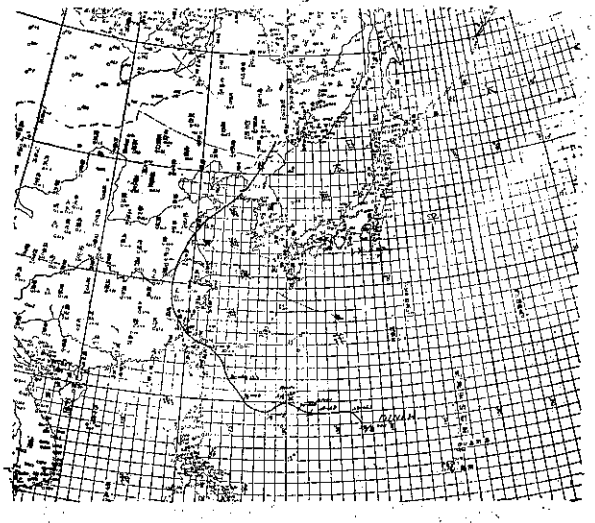
地名 / 日期	淡水	臺北	基隆	彭佳嶼	澎湖	臺南	高雄	臺中	恒春	阿里山	大武	新竹	臺東	新港	蘭嶼	花蓮	宜蘭	日月潭
九月二日		110	29	23	微		11	9	2	42	2	110	13	38	60	70	90	9
九月三日	150	25	120	250	270	70	12	290	100	400+	220	70	4	8	1	43	28	
合　計	150	162	149	273	270	70	23	299	102	400+	222	180	17	46	61	113	118	9

表四　臺灣各地雨量統計　（九月二日八時起至次日八時止）

行途徑作拋物線型，自南京轉向東北行，由蘇北進入黃海（九月五日上午），此時黛納速度大爲加快，旋於五日晚又通過韓國北部，最後在東北九省與當地原有之溫帶氣旋相合併(參看圖二)計自八月廿九日黛納醞釀形成起，至九月六日與溫帶氣旋合併止，黛納共在海陸縱橫達九日（圖三），登陸三次之多（臺灣，福建及韓國北部）。



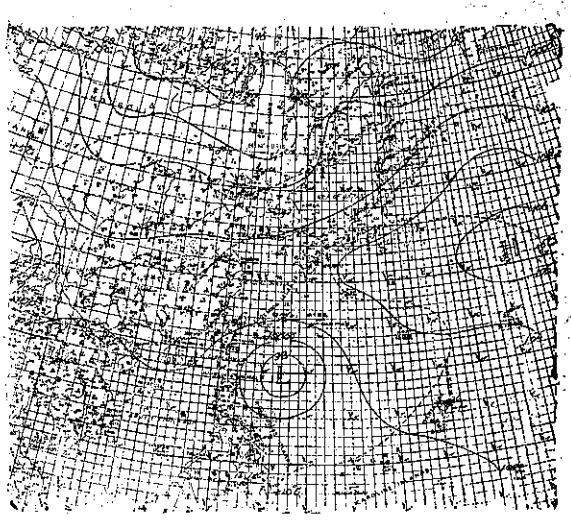
圖二　九月五日 1800z地面圖



圖三　黛納颱風路徑圖

二、本中心對黛納颱風之研判

八月廿九日黛納颱風初步形成，當時範圍甚小，威力亦不太，最初路徑與其前的夏綠蒂颱風相似，向西南西方（260°）移動，其時本中心僅予以適當注意，迨至九月一日上午，黛納動向突自西南西方改變爲西，旋又轉變爲西北西方，其時威力亦已增至強烈颱風之程度，本中心乃密切注意其行踪，九月二日黛納續向西北行進，該日雖爲星期日，本中心仍派有值班技正，擔任廿四小時輪值，並隨時與省氣象所薛副所長，預報科林科長交換意見，僉認爲黛納雖連續轉向，且東海高壓脊，已斷裂爲二（圖四），但因距離臺灣已近，不拘轉向與否，均將侵襲本省，是日晨九時黛納中心位置經決定爲：22.2°N，125.9°E，最大風速九十浬，五十浬之暴風半徑爲二百英里，時速八浬，續向西北（320°）進行，此後十八小時內（020000z-1800z），遠東各國氣象機構均一再預測納動向將自320°轉爲340°，但本中心始終預

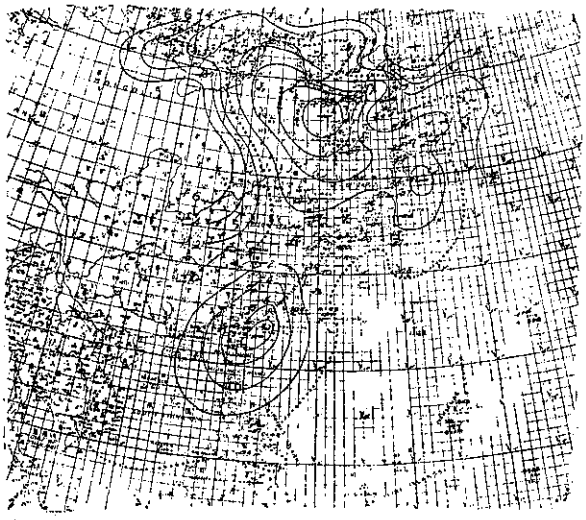


圖四　九月一日 1500z 700mb 高空氣流圖

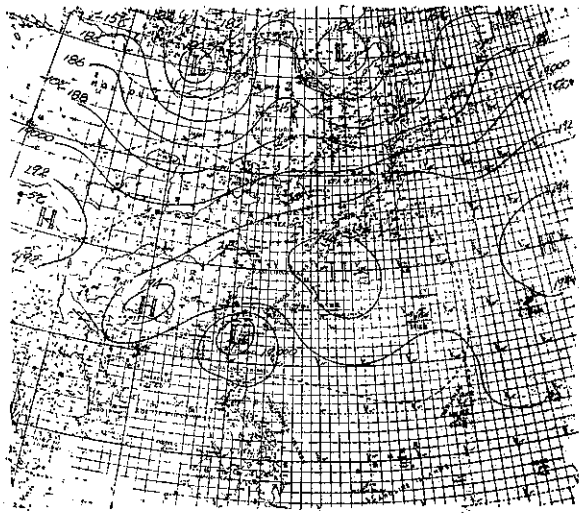
測其動向爲西北（320°），所持理由爲：

①東海高壓雖分裂，但仍甚强大，並無迅速下降之趨勢，黛納難以衝入。

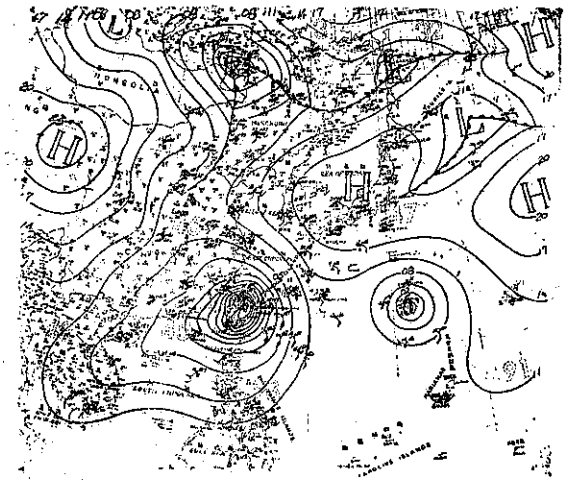
②就九月一日至二日 0000z 氣壓變差圖觀之，石垣島氣壓下降最多達 8.2mb，但本島各地氣壓下降亦劇，普遍下降達 6 至 7mb，（圖五）此點並不能確定黛納更將偏北。



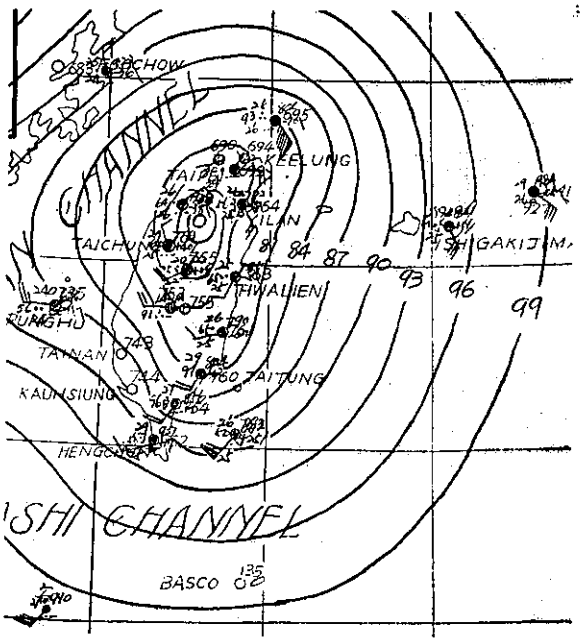
圖五　九月一日至九月二日 0000z 氣壓變差圖



圖六　九月二日 1500Z 500mb 高空圖



圖七　九月三日 0000z 地面天氣圖



圖八　九月三日0600z颱風圖

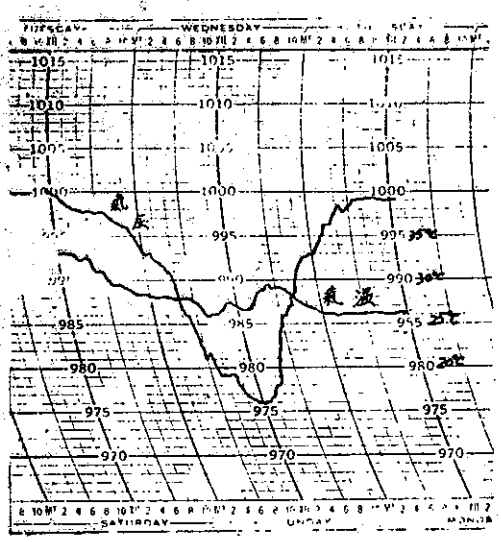
事實上，由於東海方面高壓勢力重形增長，黛納颱風不但未能繼續向北北西方偏轉，抑且難以確保其西北方向，因此自九月三日零時以後，黛納因受北方高壓之阻碍，乃逕行改向西北西方，直襲臺灣北部，本省東北部風雨乃大作，三日上午，中心由鄭主任委員主持開會，軍民各有關人員均出席討論，特別注意下列諸點：

①根據九月三日零時(1500z) 高空氣流圖顯示，自日本東南洋面經東海至華東之高壓脊，已重新增強(圖六)，黛納颱風已無經臺灣與石垣之間進入東海之可能。

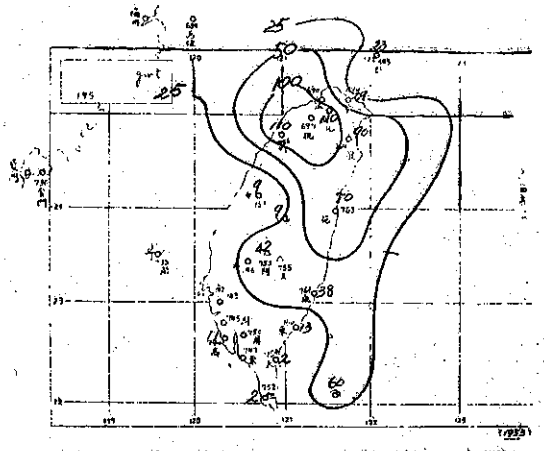
②據九月三日晨九時（0000z）地面天氣圖顯示（圖七），黛納已迫近宜蘭東南海面，相距僅約六十餘公里，即將登陸本省。

當經決定九時颱風位置在 24.3°N' 122.2°E，最大風速一百海浬，向西北西方進行，時速十二海浬。

九月三日上午十時許，臺北市風向自東北東風轉變至東南東風，十一時許，北市一度風停雨息，雲層稀薄，

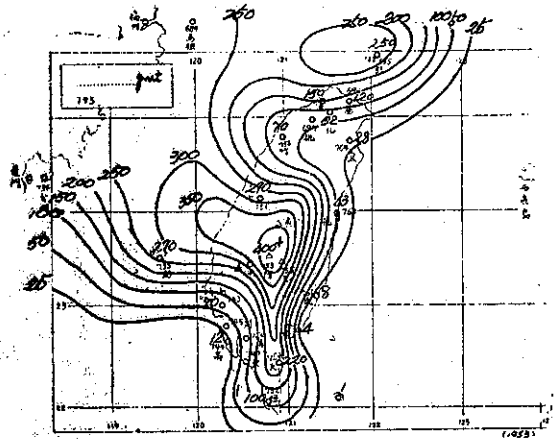


圖九　臺北氣壓溫度曲線隱



圖十　九月二日九時至三日九時雨量分布圖

青天隱現，當經判定北市適正處於黛納中心的邊緣，即颱風眼之附近(參看圖九)，蓋黛納在蘇澳附近登陸後，由於中央山脈的阻擋，主流乃沿中央山脈東側北上，繞過中央山脈北端，到達臺北附近，再向西南走，遂於三日下午三時(0600z)進抵距新竹東南卅公里處（圖八），此時由於地形阻隔，黛納風力已大爲減弱，但由於環境及地形關係，臺灣中部平原及山岳地帶，均是豪雨如注，如臺中九月三日雨量曾達二百九十公厘，阿里山及玉山日雨量均在四百公厘以上，北部雨量反而相形見絀（圖十、十一）。



圖十一　九月三至四日雨量分布圖

九月三日晚九時，黛納位於 24.3°N，120.3°E，即臺灣海峽中間，賡續向西北吹襲，並於九月四日晨二時左右，經過馬祖西南，閩江口登陸。此時由於：

①西太平洋高壓已移向東方，大陸上自北徂南爲一低壓主槽所在（圖十二），此一主槽發展甚深，自地面以至二萬呎(500mb)高空，均顯明可見。

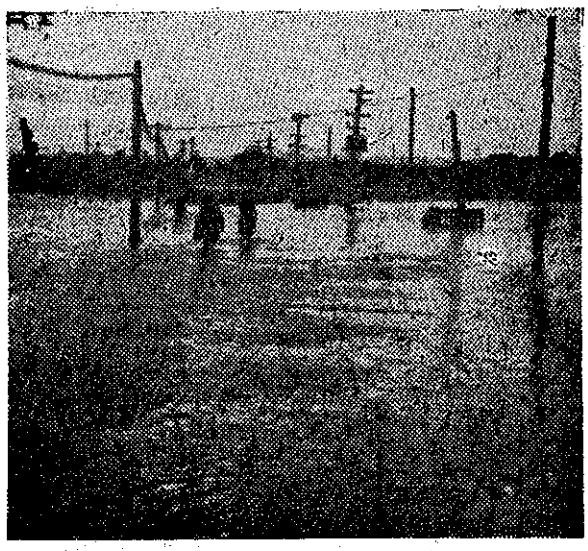
②華西爲一高壓區，阻使黛納不易深入大陸。

因此黛納在大陸沿極面槽線行進，並迅速轉向，計自四日晨二時登陸福州，五日晨十時許又自江蘇北部下海，在大陸繞行一千一百公里以上，僅費時三十二小時，可謂快速矣。

三、黛納颱風侵襲臺灣的情形

此次黛納颱風的威力雖不及前次萬達大，但萬達並未在本省登陸，而黛納却橫貫臺灣東北部，因之其對臺灣的損害遠較萬達爲巨。大致言之，萬達之害在於水災，風害甚小；而黛納風力之損害甚大，臺北市松山機場氣象臺所測瞬間最大風速曾達82浬/時（表一），東北部雨量則尚不及上次萬達豐沛（參看表二），但中部豪雨則有過之無不及（參看圖十，十一）。

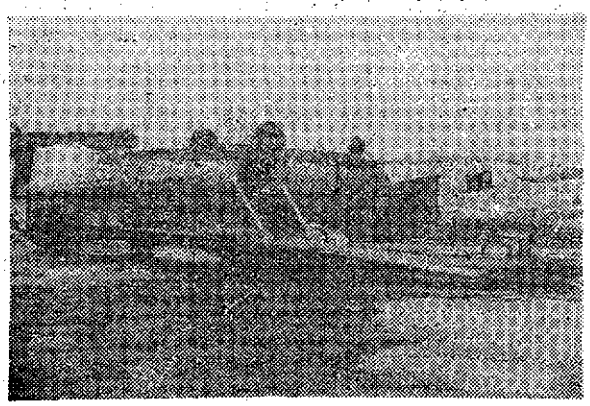
宜蘭縣及臺北縣市首當其衝，所受風災甚烈，房屋倒塌頗多，僅臺北市倒損房屋即達千間，被狂風吹倒之電線桿在百根以上，被吹歪之水泥電桿更隨處可見，被連根拔起之大樹也在五十株以上，住戶竹籬笆及商店廣告牌，滿地皆是，損壞不堪。由於風力甚猛，松山國際機場之民航機此次受損頗大，農業航空公司的一架空中吉甫輕



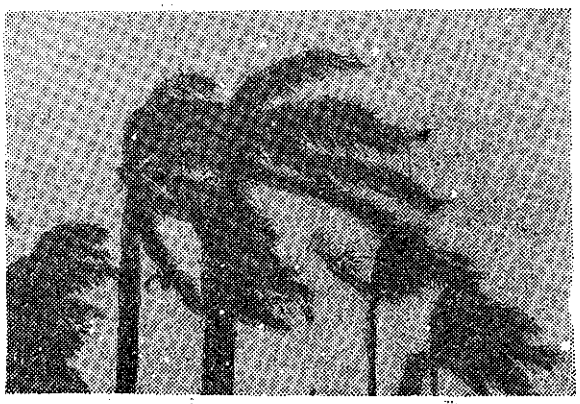
羅斯福路一片汪洋

博物館前老樹連根拔起

型飛機，因事先未予拆散或推入機庫，致被吹翻，並落在一架待修的 C-47 背上，兩架均受損害。一架 PBY 水陸兩用機（原由復興航空公司租用，經已退租），因所綁蔴索（較大姆指粗）尚不够堅勒，致被掙斷而吹翻，損失最大（參看照片），此因 PBY 浮力特大之故。另外復興自有之一架 PBY，經該公司工作人員卅餘人冒狂風暴雨襲擊，以人力維護，幸獲保全，至民航空運公司方面，因均係用鋼索綑綁，再繫於水泥鐵環上，故無大損害，然此次民航機之被吹襲，實已造成自光復以來民航方面最大的損害。



臺北機場一架PBY被吹翻



颱風中的椰林

此次因黛納在東部登陸，本省西部海潮倒灌入河的情形，不甚嚴重（因無強大西北風吹助），河水宣洩較易，山洪暴發的情況亦較萬達爲小，故全省各河堤防大多安然無恙，新店溪上游水位最高曾達二一・四五公尺該溪中正橋水位曾漲至八公尺，臺北橋水位曾漲至四・五〇公尺，但均爲時甚暫，雖然如此，北市居住於低窪地區的居民八千餘人，仍曾在警察及民防人員協助下，一度避難於附近各國民學校。

交通方面，在九月三日黛納襲臺期間，海空完全停航，鐵路公路也大多停開，或不按規定時間行駛，以策行旅安全。鐵路當局更明確規定在颱風期間，風速達到每秒廿公尺（40浬），汽油車及柴油車停開，至每秒廿五公尺時，全部停開。

黛納對鐵路方面的損害也頗大，淹軌，坍方，路基下沈及沖毀，沿線皆有，鐵路縱貫線中斷達五日之久，其餘支線損害尤大，阿里山森林火車被山洪沖斷，計流失土石方達七百坪，流失及沖毀橋樑十八座，沖毀隧道二十五個，據估計完全修復需時三月。當黛納來襲時，阿里山上適有美國童子軍及遊客在山上旅行，突然交通中斷，後由美軍派直昇飛機前往接出，另批美童軍五十二人正經谷關，達見擬穿越橫貫公路，也遭受黛納襲擊，經派吉甫覓回。由此可見一般人民對於陸上颱風警報之發布，尚未能提高警覺，減少戶外活動，以免除無謂的傷亡與損害。

九月三日下午起，黛納中心移至新竹東南(圖八)，因此中部的風雨大爲增強强，風將中部山地蕉園吹折甚多，山洪冲毀了道路與橋樑，臺中、彰化、雲林等沿海地帶，也遭到海嘯的襲擊，海堤被毀，海水侵入，僅彰化一縣被鹹水侵洗的農田，即達萬餘公頃。由於豪雨冲刷，各地農田也均遭受不同程度的損害，蔬菜正值盛產期，有北部菜庫之稱的新莊、蘆洲、三重一帶，據估計被水冲失的各種蔬菜在五十萬斤以上。以致風災之後，市場蔬菜奇昂。

據嚴主席在行政院院會報告，此次黛納過境，本省中北部各縣市所受災情統計如下：

①全省各縣市在災害中死亡共廿七人，失踪十三人，受傷一百五十人，房屋全倒者二千七百八十五戶，半倒者六千零四十三戶，一時無家可歸災民達二萬零五百六十八人。

②糧食局各地糧食收儲米谷遭受浸濕流失者計有稻谷一萬二千七百五十公噸又二百七十六公斤，糙米一千一百五十四公噸又三百公斤，受害倉庫共一百三十一單位。

③交通方面，鐵路部份路基及橋樑工程多處遭受損害，公路部份蘇花線，北投陽明山線，西部莉桐斗南聞幹線均有破損，中豐線，中港溪便橋及後汶線東勢吊橋被冲毀，鐵路海線公司寮附近三叉河橋，林內斗六間九號橋及路基冲毀多處。

④水利工程部份，宜蘭濁水溪，大安溪，淸水溪，斗六大圳，北港溪等溪圳部份堤防被冲毀。

⑤各縣市所受災害，以雲林，彰化二縣較重，雲林死十三人，失踪七人，受傷十二人，災民二千二百人，彰化縣死二人，失踪四人，受傷七十四人，災民一千七百七十五人，臺中以北各縣則較輕，省府對於災區，已經分別派員前往慰問災民，並積極辦理急賑，撥發大批麵粉及包穀粉，扶助災民早日復居復業，儘量減輕災民痛苦。

四、黛納颱風吹襲大陸匪區概況

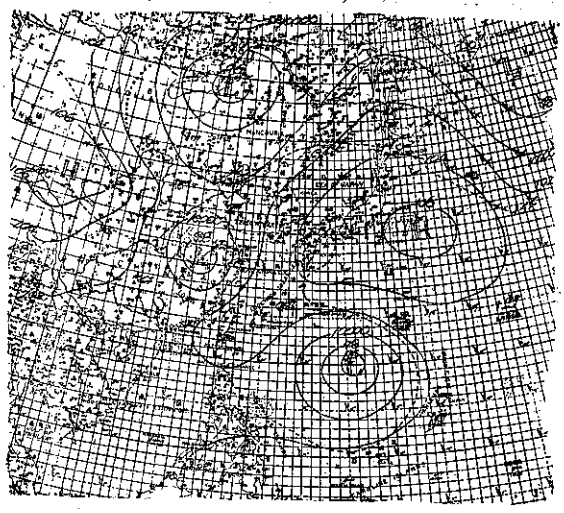
黛納於九月四日晨二時在閩江口登陸後，由於極面低壓槽的吸引，迅速在大陸作弧形運動，復於九月五日上午十時許由蘇北進入黃海，因此黛納侵襲大陸的時間約爲卅二小時，由於黛納本身威力非極强大，其最大風速雖曾達一百浬，但因登陸臺灣後，力量已大減，故再行吹襲大陸匪區時，破壞力已乏持久性，僅閩北一帶受到相當損害，根據港報所載零星報導如下：

黛納登陸匪區後，福州市首當其衝，閩江漁船有七十六隻失踪，船上漁民二百二十人下落不明，房屋略有倒塌，因爲暴雨和海潮的頂托，江水上漲排洩不去，致郊區農田及魚池被洪水淹沒，沿江倉庫也受到損害；閩北山洪暴發，南平水位高達六・八公尺，六萬餘根木材及二十多噸木炭被冲失，閩北之福鼎、羅源、連江、長樂、平潭、莆田等沿海各縣，倒塌房屋近三百間，死五人，傷三人。

五、結　　語

當前西太平洋區的颱風動態，由於美國軍方氣象設備之比較健全，可以做到隨時利用飛機和雷達加以偵測，再輔以天氣圖分析，故對颱風的中心位置及其强度，已大致無問題，然每逢颱風迫近本省，對美軍海上基地的威脅減少時，美方常不再派機偵測，彼時即需由我方根據自己的紀錄及少數船舶報告，予以決定，據歷次研判經驗，我們對此點尙少困難。比較難以預報者，還是颱風的未來動向問題；颱風的運動，爲大規模氣團運動的一種，其動向隨時受四周（包括上下左右四方）氣流場形勢所左右，舉凡氣壓强弱，高空氣流的分布，槽線和脊線的推移，在在都影響颱風的運行，因此預報颱風的未來動向，在目前尙難臻於絕對準確，而一般民衆所關心者，主要即爲颱風是否登陸？何時登陸？在何處登陸？何時風雨最大？諸如此類的問題，職司颱風發佈的

（下轉第54頁）



圖十二　九月四日 1500z 700mb 高空圖

VOLUME 2, NUMBER 3. SEPT. 1956

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. Weather and Fisheries ..... Kenneth T. C. Cheng ..... (1)

2. A Summary on the Study of Long-range Weather Forecasting ..... Y. H. Wei ..... (5)

3. Some Types of Air-mass Fogs Around Taiwan ..... C. H. Chi ..... (15)

4. Recent Development of Objective Forecasting ..... P. K. Wan ..... (25)

5. Thunderstorms in Taiwan ..... K. P. Hwang ..... (32)

6. Reports on Typhoon "Wanda" and "Dinah" ..... (46)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China

目　錄

傳　記

悼念岡田武松博士……鄭　子　政……(1)

論　述

降水與農業的關係……姚　懿　明……(3)
雷達與天氣偵測……周　根　泉……(12)
臺灣之霜雪……黃　光　表……(17)

譯　著

英國氣象局人造雨之試驗……殷　來　朝……(19)
二百毫巴上空噴射氣流與龍捲風發生的關係……劉　鴻　喜……(22)
定壓面飄流氣球軌跡在氣象上之應用……時　　雨……(26)
對流層頂分析與天氣預報……高　錫　川……(38)
馬紹爾群島氫彈爆發所引起的微壓振動……呂　世　宗……(43)

報　告

颱風芙瑞達……徐　應　璟……(45)
颱風吉　達……劉　鴻　喜……(52)

氣象學報訂購辦法

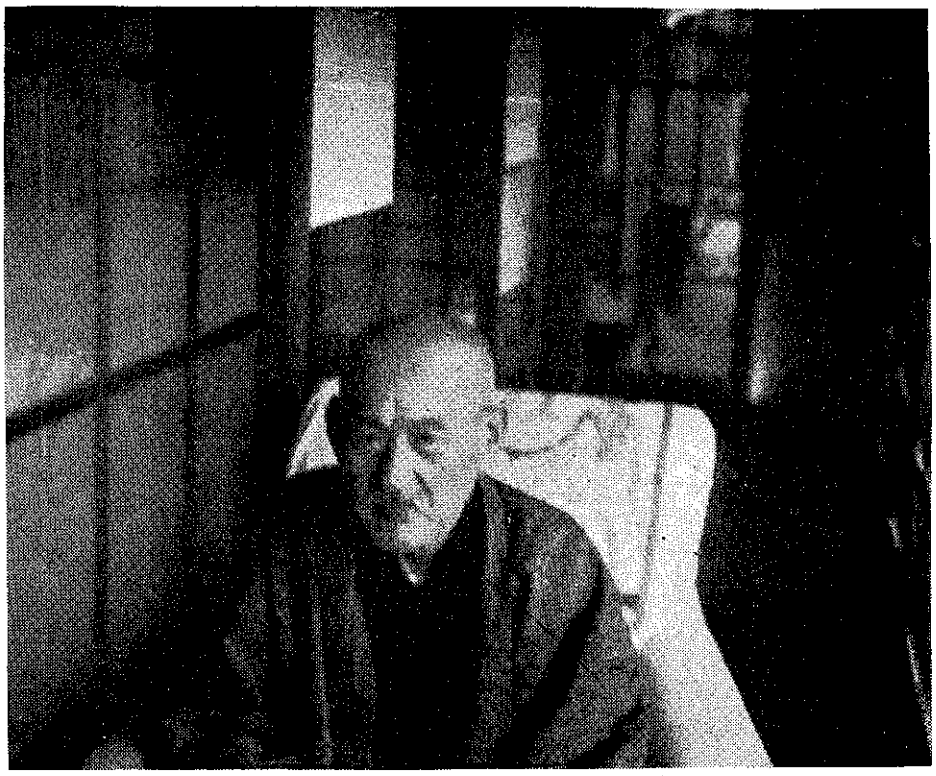
一、本學報係限閱性質，以贈送各有關氣象單位團體，促進氣象學術之研究爲目的。

二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，當按址寄送所需之學報。

三、本學報每期暫收成本費新臺幣伍元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟爲配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月，月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。



岡田武松博士傳 (1874-1956)

岡田武松博士於西歷一八七四年（民國前三十五年）生於日本千葉縣，秉性穎悟。一八九九年（民前十三年）畢業於東京帝國大學後進入日本中央氣象台服務，於一九二三年（民國十二年）岡田先生受任第四任中央氣象台台長。先生任台長凡十八年。至一九四一年退休，但仍在其創設之測候技術官養成所（現改爲研修所）擔任講師，教導後進，誨人不倦。其後息隱家園在千葉縣布佐町鄉里，獨居靜娛晚年。一九五五年十一月聯合國文教組織舉辦颱風學術討論會於東京，筆者代表我國氣象局前往參加。因得日本氣象廳長官和達清夫之介紹，由其侄岡田群司先生伴往謁岡田先生於其寓居。瞻望丰采，其仁厚之風與其孤潔德行，令人景仰，不能去懷！岡田先生於本年九月二日於其鄉里去世，享年八十有二。畢生致力於氣象學術事業，垂及五十餘年，其樹立學風，修德立業，常足爲後世楷模。岡田先生於一九二四年曾獲英國皇家氣象學會授與西慕士金獎章，翌年又被選爲該會會員。以示先生爲人群氣象服務之勳勞。先生曾制定日本暴風信號標幟，並提創船舶氣象觀測，建造海洋氣象觀測船隻，創辦神戶海洋氣象台，整理地震觀測網，設立富士山觀測所，奠定日本氣象事業之基礎。先生曾發表梅雨論說，及颱風研究，與高低氣壓之運行問題專著。並作長期天氣預告及遠東氣候相關係數之研究。其論文散見各雜誌中，近百餘篇。所著書籍有雨，氣象學，氣象學講話，氣象器械學，理論氣象學等十數冊。先生在學術上之貢獻對於我國氣象事業所受影響，亦甚深切！中日兩國種族與文化，皆是兄弟之邦。玆哲人云逝，不僅爲日本氣象事業之損失，亦爲人類氣象事業之損失。先生立德、立功、與立言俱有豐功偉績，已立不朽之業，當永爲人類所嚮慕無已！。中華民國四十五年十二月鄭子政敬拜識於臺北。

論述

降水與農業的關係

姚懿明

一、前　　言

氣象學爲研究大氣物理現象的科學，其基本觀測要素不外氣溫，氣壓、濕度、雲、風、日照及降水等項。以上諸要素中前五項有關大氣的實質，而後二者則與地表有關，日照影響土壤的溫度，降水影響土壤中水份的含量。植物的生長自萌芽以至成熟，無一時期不與土壤發生最密切的關係，土壤的溫度與水份直接決定植物的生長。當一粒種子撒下地後，如無適當的土壤水份和溫度便不能發芽生長。因此我們知道從農業氣象的觀點看，降水和日照對於農作物的關係，實較其他各項氣象因子更爲重要，而研究農業氣象的學者們，也大都對日照與降水特別發生興趣。當然啦！這一些興趣並不能否定風、雲、氣溫、濕度等因子對農作物上的重要性。

二、降水與農業氣象

首先讓我們來談一談降水，說句老實話，研究農業氣象的學者們，他們對於降水的本身並不感到若何的興趣。因爲降水並不能直接說明其與植物的生長關係，我們都知道植物所需要的水份必須由其根部從土壤中吸收水份。植物不能直接吸收自空而降的雨水，而降水是否能一滴也不少的歸之下土，作爲植物有用的水份，要看很多其他的因子而定。比如說降水的種類和性質，土壤的結構和組織以及地形的起伏都足以影響土壤中水份的含量。當盛夏的午後，一陣傾盆大雨，雖然雨量筒裡實測的雨量紀錄數值可能很高，但此種急性的驟雨，能夠滲入土壤中的並不能與雨量筒實測紀錄相符。相反的，毛毛細雨和緩慢的溶雪，却很容易滲入土壤之中，增加土壤中水份的含量。至於土壤的結構與組織，其影響於降水的滲透與儲藏者則更爲重要。砂土空隙較大，滲透水份較易，但不能儲水。極度堅實的土壤空隙很少不易滲透，每易造成降水的外溢。地球表面的起伏不平對土壤中水份含量當然也有很大的影響，山坡上的降水易於外流，不能歸於下土，低窪之區各方雨水來滙，每成澤國，惟有平原之上，土壤中的水份才是最平衡穩定的。

由於上述種種原因，我們當知氣候學上的雨量紀錄，並不能正確的表示一地土壤中的水份含量與植物生長的實際關係。可是話又得說回來了，雨量紀錄雖不能代表土壤中水份含量與植物的需要，但基於目前的各種困難，如土壤水份含量的觀測紀錄太短，測站太少難於普及，以及觀測儀器不够理想，如果我們能將土壤中水份的來龍去脈分析得清清楚楚，也就不難尋出一個方法來，從降水的紀錄以推測土壤中水份的含量，這樣對農作方面將是一個很大的貢献。

三、降水的統計分析

近十幾年來，因爲雨量紀錄日漸增多以及統計學的實際應用日趨廣泛，故很多農業氣象學者們都想應用統計學的原理與方法來尋求某一地的降水分佈。筆者因爲資料有限僅就巴各氏及蕭氏二者所研究的部分工作，分述於後，藉示他們研究的趨向。

巴各氏（Gerald L. Barger）於一九四八年發表其論文，討論關於降水分佈的統計分析。據巴各氏研究的結果，年降水的分佈曲線爲一不完全加馬曲線（Incomplete Gamma Distribution）。因爲年雨量在各種曲線測驗之中最合加馬曲線，巴各氏於確定了降水分佈的曲線以後，乃進而應用統計學的方法繪成圖表，從而預告某一定期間內，每種降水量出現的或然率，此種或然性的降水量預告，對農家而言，極爲有用，尤其是在乾旱期快要來臨的時候，農家可於事前作必要的應急準備。

蕭氏（Robert H. Shaw）因爲美國中西部依渥瓦州於一九五四與一九五五年夏季乾旱缺乏雨水，農作物因受影響至收成減低，一九五六年春夏之交，降水甚少，復有乾旱之象，農民憂心乾旱再臨。蕭氏因就統計學上的或然出現率的理論，就八十年來依渥瓦州的降水紀錄分析連續兩年旱乾與連續三年乾旱或然率的連續性（Persistence）。據蕭氏研究的結果，認爲雨量的分佈沒有連續性的表現，也就是說各年乾旱與否其機會均等。

四、降水與植物的關係

上面我們已經說過植物不能直接吸收降水，牠必須由其根部將根部附近土壤中的水份，吸入並分送至枝幹各

部，再由葉面氣化而逸出復歸大氣。我們要知道土壤中水份的如何平衡，就不能不先知道植物如何吸收水份？及植物何以要吸收水份等問題？

植物根部所以能吸收水份，是由於土壤中與植物根部的自由水能（Free Energy of Water）的差異所造成。所謂自由水能者，實係水分子間所具有的能力，這種能力可以使水分子移動其位置，其移動的方向則爲從自由水能高的地方移向自由水能低的地方。一般說來，植物根部的自由水能較土壤中的自由水能爲低，所以植物能從土壤中吸收水分。自由水能的高低每決定於水的濃度，壓力，溫度以及分子間的引力等因素，至於植物根部自由水能常低於土壤中自由水能的原因，實由於植物將其養份溶於水中增加了根部水份的濃度，及植物葉面的蒸發使植物體內的水份減少所致。

植物體內的水份像江河裡的流水一樣的川流不息，根部從土壤中吸收水份，經由導管分送至枝幹，再由葉部細胞間的空隙（Intercellular Spaces）氣化而後由葉面的氣孔（Stomates）擴散而出，從葉面氣孔氣化水份擴散後歸諸大氣的謂之葉面蒸發（Stomatal Transpiration）。植物的蒸發除葉面蒸發而外，還有由葉面表皮直接蒸發的，謂之葉面表皮蒸發（Cuticular Transpiration）與經由植物木質莖與菓實的皮目而蒸發的謂之皮目蒸發（Lenticels Tr nspiration）。植物體內因葉面表皮蒸發與皮目蒸發所消失的水份爲量甚微，故一般討論植物水份蒸發大抵皆指植物葉面蒸發而言。

造成蒸發的原因是由於水氣壓的差異，自由水面的蒸發是因爲水面的水氣壓高於大氣中的水氣壓，因之水面的水氣分子能氣化而擴散至大氣之中，至於葉面的蒸發，也一樣的由於葉內細胞空隙間的水氣壓高於大氣中的水氣壓，才能使細胞空隙間氣化的水氣分子經由葉面氣孔擴散而入大氣，水氣壓的大小隨溫度的變化而異，從實際觀測的結果知道，在白天裡，因爲太陽的短波輻射達於葉面被葉面吸收轉變成長波熱能再輻射而至大氣，因之葉面的溫度在白天，一般說來，總比氣溫爲高，於是葉面的水氣壓也就因而增高，所以在白天葉面蒸發總是進行不已，即使在大氣溫度接近飽利狀態時，只要葉面溫度仍高於大氣溫度，葉面蒸發，雖甚微弱，但仍繼續進行，葉面蒸發之計算原理可由下列公式表明之：

$$t = p_l - p_a / d^2$$

t 爲葉面蒸發率，p_l 爲葉面水氣壓，

p_a 爲大氣水氣壓，d^2 爲水氣所達距離。

當葉面開始蒸發以後，葉細胞空隙附近的細胞，因受熱較快其內部的水份氣化滲入細胞空隙，再經葉面氣孔擴散而入大氣，因此鄰近細胞空隙與離空隙較遠細胞之間的水份含量開始不平衡，而相互之間發生擴散壓差（Diffusion pressure deficit），細胞與細胞間水份的移動，視擴散壓差而定，由壓差較小的細胞滲入壓差較大的細胞，可以下列公式以明之：

$$D.P.D. = O.P. - (-T.P.)$$

D. P. D. 爲擴散壓差，O. P. (Osmotic Pressure) 滲透壓，

T. P. (Turgor Pressure) 膨脹壓(四週細胞所給的壓力)。

由上式可知當葉面開始蒸發之後，近葉面細胞壓差最大，愈遠愈小，因之水份乃能從壓差較小之內部細胞移向壓差較大之接近葉面之細胞，這樣依次進行由一細胞運送水份至另一細胞直至接近導管之細胞乃向導管吸取水份。

導管中的水份，係由根部進入而向葉部送出，自下而向上移動，其所以能向上移動的原因，說法不一，重要的理論不外下說數者：

①活的莖細胞運送理論（Vital Theories）——以往很多學者以爲水的上移，是由於植物莖內的活的細胞作轉運工作，此種說法並無理論根據和實際的例證。包士氏（Bose）一九二三年對此理論最爲推崇。

②根部壓力（Root Pressure）——從新伐的植物根塊中往往發見有水份自其導管中溢出，故知植物根部有一種壓力，將水份從導管中壓出，因之很多植物生理方面的學者們認爲植物體中水份的上移，是由於根部壓力所致，此種說法雖有其理論根據，但在實驗中我們知道，根部的壓力並不太大，從未超過兩個大氣壓的壓力，故不足以解釋水份自根部移至太高的地方，因之此種理論也不能完全解釋導管中水份的向上移動。

③水分子間的粘附作用（Cohesion of Water Theory）——狄克生（Dixon）氏主張此種理論，水分子

在任何時間都是在運動不息的，同時水分子之間還存在著一種相互的吸引力，在大量的水中我們不能覺察出此種吸引力。但在細長的玻璃管中，我們常見到管中的水份連成一細長的水柱，如果此時從玻璃管的上端加以吸力，則此種吸力必依次由水分子向水柱下端傳達，同時在玻璃管管壁的玻璃分子與水分子之間也存在着一種引力（Adhesion）使管中水柱維持不至離開管壁，狄氏以爲植物體內導管中水份的上移就是由於此兩種引力所致。此種理論最能解釋植物體內導管中水份的向上移動，因之近代植物生物學家們都認爲雖然根部的壓力也是使植物體內水份上移的原因，但最重要的還是水分子間與管壁與水分子間的吸引力所造成的。

綜上所述，我們知道植物體內水份之所以能移動，應歸諸於以下四大原因：①根部水份的吸取由於土壤與根部水分子間能量的差異所造成。②葉面的蒸發使水份自植物體外逸，由於大氣中水氣壓與葉面的水氣壓的差異所造成。③細胞與細胞間水分子的移動由於擴散壓差所造成。④導管中水份的向上移動則由於水分子間及水分子與導管管壁間的粘附吸引力所造成。

植物需要吸收水份的原因很多，而且在植物的生長期間各期所需要的水份又各不相同，不過無論如何，我們總知道植物與水份的關係是最爲密切的。上面已經說過，一粒種子發芽時必須要吸入大量的水份，來增加種子內部的壓力以裂破牠的外殼，然後才能發芽生長，發芽期所需要的水份很多，有些種子竟能吸入其本體十五倍以上的水份，至於成長了的植物，其體內細胞所含的水份佔總體積的百分之七十至百分之九十，由此可知水份在植物體內的重要性。

誰都知道水對植物最爲重要，但植物怎麼樣去利用所吸收的水份呢？根據植物生理學者們的研究結果，百分之九十九的植物所吸收的水份是被用於葉面的蒸發。現在我們又得問，植物爲什麼需要蒸發呢？這一個問題，說來非常失望，植物生理學家們還不能找出一個圓滿的答案。

以往很多植物生理學者們以爲葉面的蒸發是促成植物體內水份向上移動的主要原因，此一論調實在是完全不可靠的，我們已經知道水分子間存在着一種吸引力，而導管中的水份向上移動完全由於水分子間吸引力所造成的水柱。至於葉面蒸發，只不過是造成葉面細胞的擴散壓差，使葉細胞內的水份向擴散壓差較大的細胞（離細胞空隙較近的）移動罷了。

另外有一些植物生理學者們以爲葉面蒸發是造成植物能吸收土壤中的礦物質並將之向植物體內運送。此種說法殊不合理，因爲從實驗中，將情況利於葉面蒸發與情況不利於葉面蒸發的同一植物分植於同一壤土中，不能證明上面的說法，因爲所得結果，在不同的葉面的蒸發下的植物礦物質含量並沒有什麼分別，因此我們可以知道此一理論的並不可靠。

還有一些植物生理的學者們，以爲太陽的短波輻射達於植物葉面，爲葉面所吸收以增加葉面溫度，假如沒有葉面蒸發，使植物體發生冷却作用，則植物的溫度必逐漸增高，終至不勝高溫而至死亡，此種說法，雖也有理，但這也不能完全說明蒸發的主要原因。在實驗室中我們可以將葉面塗上一層凡士林以減少葉面的蒸發，在自然界中，植物有時因爲土壤中水份的缺乏或葉面的枯萎時至此種植物雖仍曝露於陽光之下，但蒸發却大爲減低，不論在實驗室中或自然界中，此種因某種原因至蒸發減得很低時，植物體的溫度，却從未因爲沒有蒸發而增高至植物不能生存的地步。當然葉面蒸發能減低植物體的溫度也是事實，但畢竟這不是蒸發最主要的原因。然則植物何以要將百分之九十九的水份用在葉面的蒸發上呢？各家的解說都不甚圓滿，要知究竟，還有待植物生理學家的繼續努力。

植物體內剩下來的百分之一的水份，其用途將爲：

①水合作用（Hydration）——水合作用所佔的水份約在總量的千分之一，細胞內水佔其主要成份。通常細胞內含水約在百分之七十至百分之九十之間

②氫的供應（Hydrogen）——在植物的光合作用中，植物需要氫與碳二原素來合成碳水化合物——澱粉——以爲營養，光合作用中所需要的氫是自植物體內的水份分解而來，至於碳素則由空氣中的二氧化碳分解而得。光合作用所需要的能量則取自太陽中的短波輻射，下面的化學公式，可以表明植物的光合作用：

$$CO_2 + 2H_2O \xrightarrow[\text{Chlorophyl（葉綠素）}]{\text{Light（陽光）}} CH_2O + O_2 + H_2O$$

③溶劑（Solvent）——水是最好的溶劑，植物體內的水份，可以溶解植物體內的養份，然後分送枝幹各部

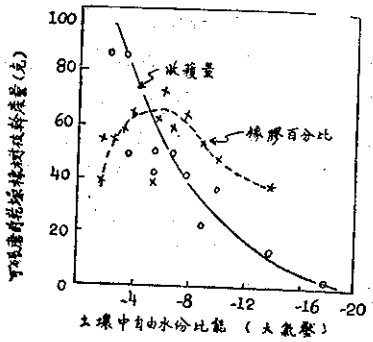
門以供植物日常的需要。

④膨脹壓力（Turgor Pressure）——植物的枝幹之所以能維持直立，負荷重量，全靠其細胞內的膨脹壓力，膨脹壓力起源於細胞內水份的壓力，因此缺乏水份的植物，每每枯萎而不能直立。

五、植物生長與水份供應的關係

①分化生殖形成（Formation of Differentiation Products）——在此時期如果水份供應不足，植物的生長所受到的限制比因缺乏光合作所受到的限制爲嚴重，此期缺水，植物將被迫以較多的碳水化合物用之於其他方面，比較其用之於生長方面的爲多。

一九四六年魏得里 Wadleigh 瓜克（Gauch）馬繼斯特（Magistad）三氏研究橡膠植物（Guayule）分化機能的形成與水份關係，可於圖一明示之，三氏發見，如土壤中的水份供應漸減，則可以碾磨的風乾橡膠植物枝幹的產量亦遞減，但橡膠的產量反向上增加，至一定點以後才又漸減（見圖一）。



圖一：土壤中自由水份比能與橡樹植物（Guayule Bush）的枝幹與橡膠產量的關係。

②根與頂部的生長——在土壤中水份缺乏的時候，植物根部的生長被阻止的嚴重性較其頂部生長的嚴重性要小，此種根部在缺水時仍然生長的情形或即爲一般所謂植物缺水時可以刺激根部的生長。實際上在缺水情形下根與頂部生長之不一致與分化生殖期缺水時的情形完全相同，因爲在缺水時植物將其因光合作用所得的大部分碳水化合物，原來要用於頂部生長的，都集中於根部，所以根部仍能繼續生長。一九四八年易通（Eaton）與易格（Ergle）二氏發見棉花在乾旱期，其根部儲藏大量的澱粉與糖類。

③粒與桿的生長——一般說來，最高粒（Grain）的收穫所需要的水份比最高桿（Straw）的收穫所需要的水份爲少。一八八三海瑞各（Hellriegel）氏發見將大麥試植於砂土中灌以不同的水份，大麥粒與桿的收穫隨灌水增加而收穫增加，至一最高點以後漸減。但最高粒收穫量所需的水份較最高桿收穫量所需的水份爲少。此種不同水份的需要，其原因至今還不能完全了解。

大麥粒與桿的收穫與水份的供應

水份溶量的百分比	每盆乾物收穫量		比例
	粒(克)	桿(克)	粒與桿
5	0	0.1	0
10	0.7	2.3	0.3
20	7.7	6.9	1.1
30	9.7	10.0	1.0
40	10.5	11.3	0.9
60	10.0	12.8	0.8
80	8.8	10.9	0.8

④植物成熟與水份的供應——植物自發芽至收穫可依各期之現象與生理之不同而分爲下列六期㊀發芽期（Germination）㊁分葉期（Tillering）㊂節理期（Jointing）㊃抽穗期(Heading)㊄開花期（Blossoming）㊅結實期（Filling）。

根據海瑞司（Harris)秀賜(Shut)與漢彌頓（Hamilton)諸氏於不同時間與不同植物實驗結果，大致如下：如發芽，分葉二期雨水充足而開花結實二期水份減少則植物生長期間減短，反之，則生長期增長，如第一二雨期缺水而節理期多水生長期亦增長，以全期而論如各期得水均多其生長期縮短，各期得水較少其生長期增長。

⑤各期灌溉與收穫量——植物在生長期內之任何時間內如果不能獲得適宜的水份，則植物的收穫量，當然也不能達到最高的收穫紀錄。

一九三四年羅佰斯頓（Roberston）氏於加拿大試驗春小麥的收穫量與水份供應關係，據羅氏驗試結果知，如果在節理期施以六英吋的灌溉，則春小麥的收穫量最高，在此期前後各期施以同樣水份，收穫量均低，但如果自發芽至結實各期平均施以一英吋的灌溉水份，則收穫量較於節理期施六英吋灌溉水份猶高。

一九一九年柏辣克曼氏（Blackman）與一九四九年何茫氏（Hommond）及克罕門氏（Kirkham）曾倡複合興趣假說（Compound Interest Law and Plant Growth）意謂在一規定的收割日期，植物如因爲缺乏雨水而減低其產量，其減低的產量每依其缺水期距離收割期之遠近而定。缺水期離收割期遠產量愈低。一九二九年俄國植物生理學家麥克塞羅氏（Maxinor）謂短期的乾旱會於植物快速增長之期—抽穗期—該植物的產量將受嚴重的打擊。

六、降水與土壤中水份的關係

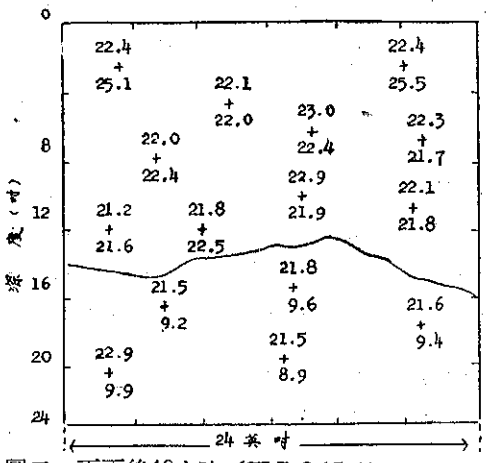
土壤中的水份，每因土壤的結構與性質不同而所含的水份各各不一，但就水份在土壤中保留的時間與流動的性質而定可歸納成下列四種：

①化學接合水(Chemical Conbined Water)——此種水份通常不作土壤水份物理性的研究，因爲牠不能完全自土壤中拆離，除非加以特別高的溫度，如果想用烘箱的溫度（一〇三度）將此種水份移出，將是一件不可能的事，所以此種水份對植物而言，實無甚意義。

②濕性水（Hydroscopic Water)——此種水份仍能存在於風乾的土壤中（Airdry），僅能於烘箱內的溫度（溫度高至一百度攝氏以上）方能將之拆離土壤，濕性水可以支持三十個大氣壓柱而不爲所吸引，所以此種水份也無益於植物的吸收，因之在土壤水份中不佔重要地位。

③重力水(Gravitational Water)——此種水份常因地球重力的吸引而流出土壤，牠僅能支持〇・一個大氣壓柱，因之其能存在於土壤之中爲時甚暫，每於新雨之後才有此現象，重力水可能被植物吸收，惟因重力水能存在於土壤之中爲時有限，且如果土壤空隙中如都塡滿了重力水，則植物即不能呼吸，不能得到正常的發育，倘如時日一長，植物易招死亡，此種水份對植物而言也不太重要。

④毛管水(Capillary Water)——此種水份存在於土壤之中的時間最長，牠可以被風吹乾，也可以爲植物大量的吸收，是土壤中的自由水份，因毛管現象而存在於土壤之中，不因重力作用而溢出土壤，能在土壤中自由移動，其移動的方向因毛管的引力而定。毛管水份不但能作液體狀態在土壤中流動，同時也能成爲水氣在土壤中移動，一般說毛管水的氣化在土壤中移動應較一般想像的更爲重要。毛管水是唯一能被植物大量吸收的土壤水份，因之牠也是土壤中最重要的水份，爲農家與土壤學者所注意。上面我們已經說過土壤中四種不同的水份，現在我們還要介紹幾個土壤學上的常用名詞，牠們可以代表土壤水份含量的實際情形。



圖二：下雨後48小時（雨量 2.15吋）土壤中水份之垂直分佈，（＋號指示土壤樣品採集點）＋號以上的數值表示樣品的衡等水份，＋號以下的數值表示樣品的水份所佔的百分比，中央灣曲的橫線以上爲濕土，其下的乾土）

⑤水容場（Field Capacity)—— 當天雨以後二三日內，土壤中的重力水向下流出土壤以後，所留下來的毛管水份，其向下滲透侵入乾土的力量已告終止時，此種現象謂之水容場。在農作上每以此種現象以說明土壤中水份含量。在水溶場的情形下土壤中的水份因皆系毛管水份故只能支持半個大氣壓柱。（見圖二）

⑥枯萎點（Wilting Point)——當土壤中水份因植物的吸收與地面的蒸發，至土壤分子間毛管吸力緊吸最薄一層水份時，此種水份因被土壤分子吸引的太緊，至植物無法吸取時，謂之枯萎點，如果土壤在這種情況下無新的水源供給，則植物必因枯萎而至於死亡。

水在土壤中的移動

當我們細細觀察自來水管中的流水時，我們會發現管中流水各處並不一致，在水管的中央部分，水流甚速，愈近管壁水流愈慢。一九二五年勞曼（Reilly Norman）及滙樂（Wheeler）二氏認爲水分子的流動，於接近固體時每歸於靜止狀態。在一一定氣壓差之水管兩端，水管之中央水流速，因水管的直徑增大而流速加快。我們可以下面的公式以表明水管中的水流速。

$$v = \frac{\pi \gamma^4 (P_1 - P_2)}{8\eta S}$$

v 爲水流速。γ 爲水管內部半徑。

s 爲水管長度。η 爲水的黏度。

p_1 與 p_2 爲水管兩端的壓力。

當然土壤中的空隙不會那麽整齊，大小也不會一致的，但如果我們對土壤中的空隙的排列與形狀的大小等不計，我們當然可以引用毛管現象的原理來解釋土壤中水份的移動。

重力水的流速，如經過優良排水的土壤中，其流速通常要比非重力水的流速快得多。重力水通常是在較大的空隙中流動，當較大空隙的流水枯竭以後，後繼的流水將大爲減低其原因有三：

A. 土壤中的含水量已減低。

B. 僅剩下較小的空隙可以導流。

C. 導流度（Conductivity）因空隙變小，水份減少而變弱。

上面我們所說的都是水份向下的移動，但在潮濕區域內（Humid Region）因爲雨水的豐沛，降水超過植物所能吸收的量，故多餘的水份一部分由地下滲成地下水(Subsoil Water），此種地下水常常是離地表較遠，如果此種水份能向上滲入表土，豈不是很有利於植物的生長嗎？事實上在潮濕區確有一部的分植物利用地下水以維其生存，但更多的列子是地下水水位與植物的根部相去並不太遠，而植物却因雨水不够影響其發育。其原因是土壤中水份上昇的速度常與高度成反比而遞減得很快，故植物根部雖距離地下水不遠，終不能得地下水之助。一九四八年阿司哈（Asghar）與大萬氏（Dhawan）在實驗中發現土壤中水份自下向上侵入乾土比例，在實驗開始第一日水份上侵三十四公糎，七天以後水份上侵的距離爲第一日的一倍，三十四天後水份上侵爲第一日的三倍，因之很多人以爲地下水的水位雖只離地表幾呎遠，但地下水對植物的水份供應實微不足道，以上阿司哈與大萬氏的實驗爲土壤中水份向上侵入乾土的速度，至於地下水向其上部較爲濕潤的土壤中侵襲，其速度當較阿司哈氏等之實驗結果爲快，因爲濕潤土壤的導流度較乾燥土壤爲快。

七、土壤中水份的儲藏

土壤中水份的含量，就土壤本身而論，決定於土壤之組織，結構以及有機體之含量。

①土壤組織——在排水良好的土壤中，水份儲留土壤中，如薄膜狀包圍土壤的細粒上或細粒之間的細小空隙間，因之如果單位面積內土壤微粒愈多則土壤之表面愈多，這樣可能容水量也就隨之增加，換句話說，如果土壤組織愈爲精微則所能容的水份也就愈多，水份在土壤中不但爲固體的土壤微粒所吸引，同時也爲水分子間內在的引力所吸引。

②土壤結構：一般說來土壤可分下列數種（依其微粒的直徑大小而定）砂土（Sand），淤泥（Silt），沃土（Loam），黏土（Clay）。其中砂土容水量最低，因爲砂土的土粒較大，因之空隙也大，同時在單位面積內所佔空隙較少，空隙大毛管作用小，空隙多容水量大，所以砂土不易儲水，黏土土粒最小，故能容多量水份，在單位面積內土壤中空隙愈多，土壤的容水量也就愈多。下表是說明土壤的分類與容水量

③土壤有機體：不論何種土壤或多或少的含有機體，從直接方面說有機體本身可以容納多量的水份，從間接方面看，有機體可以增進土壤的結構，增加土壤的空隙，因之土壤中的水容量增高。

土壤類型	直徑毫糎	溫性水	枯萎點	水容場（或衡等水氣）
細　砂	0.10–0.05	3.41	3.7	7.6
砂沃土		6.93	7.2	15.5
淤泥沃土（淤　泥）	0.5–0.002	10.40	12.7	24.0
淤泥沃黏土（黏土）	0.002以下	16.10	20.6	30.4

八、土壤水份的消失

土壤中水份的消失，除外流（Runoff）不計，不外二途，其一爲地表的蒸發，因爲地表接受了太陽輻射能將藏於其附近的水份氣化而蒸發。其次爲葉面蒸發，我們在上面已經談過葉面受熱在白天裡通常較大氣爲快，故其溫度較大氣爲高，而葉面水氣壓也因之高於大氣水氣壓，因爲水氣壓的不同而有蒸發。當葉面的水份被蒸發以後，繼之而起的當然是植物由其根部向土壤中吸取水份以補其不足。英人盆曼氏（H. L. Penman）及謝飛達(Schafield）氏於一九四一年想就水面蒸發的理論而求出土壤表面的蒸發，因爲蒸發最主要的因子是溫度，因爲溫度不同而發生水氣壓的差異。水面的蒸發是因爲水面溫度與大氣溫度的不同而造成的水氣壓差，於是水氣壓高的水氣分子逸入水氣壓低的區域，盆氏利用以下的公式以計算水面的蒸發：

$$dq/dt = D_0\left(\frac{T}{273^\circ}\right)^2\left(\frac{P_w - P_a}{S}\right)$$

dq/bt 爲水面蒸發率 p_w p_a 爲水面與大氣水氣壓。

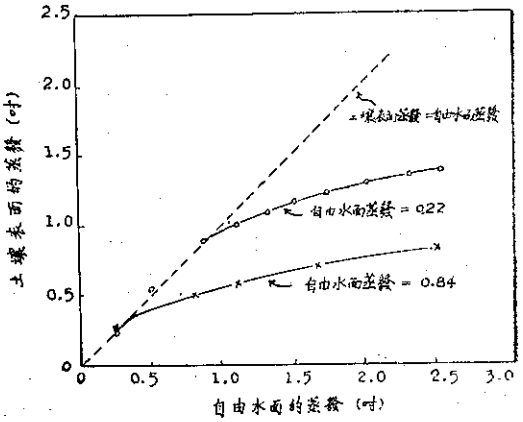
T 爲絕對溫度。

D_0 爲絕對溫度下大氣水氣壓係數。

S 大氣的厚度，經此點而水氣壓下降。

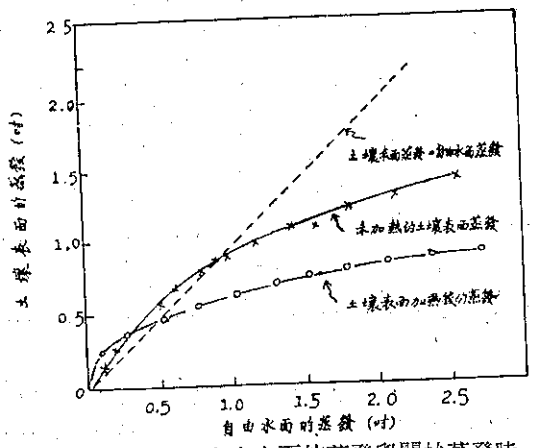
盆曼氏想以同樣的公式應用於土壤表面的蒸發，盆曼氏以爲如果能將土壤表面的溫度測得，於是我們可以求出土壤表面的水氣壓 p_s 來，然後用 p_s 代替水面的水氣壓 p_w ，則土壤表面的蒸發將不難求出，此種以 p_s 代 p_w 的計算方法當然有牠的好處，比如說我們可以不必尋求各種常數與不定值，可於上式中求得，不過此種代替的公式，其可靠性，實在值得我們懷疑，因爲就連水面蒸發的公式。在應用上也有其困難之處，不說別的就以水面的水氣壓 p_w 而論，因爲水面的溫度很難測定(以目前情形而論幾乎是不可能的事) 所以水面的水氣壓 p_w 不能正確的測定，然則上項公式在應用上的困難，自然很難解決，至於土壤表面的水氣壓 p_s ，同樣的不能正確的測得，所以此一公式之能否用於土壤中水份的蒸發，實在是很值得懷疑的事。

在實際的觀察上，盆曼氏做了很多不同的試驗，一九四一年盆曼氏曾做了一個實驗以比較自由水面與土壤中水份的蒸發，盆曼氏用一個十二吋高的砂土柱，使其溫度與蒸發皿中水面溫度相等（除去因蒸發而冷却者不記外），土柱灌濕，並排去多餘的水份，然後開始使蒸發皿與土柱同時蒸發，盆曼氏發見當蒸發開始之初土柱與水面的蒸發幾乎相等，此後繼續蒸發，如要使土柱的表土呈現乾燥狀態，同時要使水面與土柱的蒸發發生較大的差異，若蒸發强度爲每日〇、二二英吋（自由水面蒸發）則須四日，如蒸發强度增高至每日〇、八四英吋則僅須八小時。盆曼氏計算結果在第一種情形下，土柱損失水份約一英吋而在第二種情形下土柱損失水份僅〇、二五英吋。（見圖三）從盆曼氏之實驗中，我們獲悉當表土因蒸發而至乾燥後，蒸發量即從此大爲減小。土壤中的水份自下向上，向濕潤的土壤滲透較易。所以前面所說的每日蒸發〇、二二英吋的土柱總蒸發量竟達一英吋而後者每日蒸發强度雖很高但因爲土壤表層很快的被晒乾了，所以下層土壤不易上達，總蒸發量反而減少很多。其所以變慢的原因，在於表土乾燥以後，下層土壤如欲被蒸發必先化爲水蒸氣，然後自乾燥土壤的空隙間向外滲透，而濕潤表土的水份可以直接因蒸發而逸入大氣，因之乾燥表土以下的水份蒸發所經的滲透距離增加，當然蒸發率要變慢了，其次因爲上層土壤乾燥以後，下層土壤中的水份向上移動的導流度變小所以蒸發變慢。



圖三：在兩種不同强度蒸發强量之下的土壤水份蒸發與自由水面蒸發的相互關係。

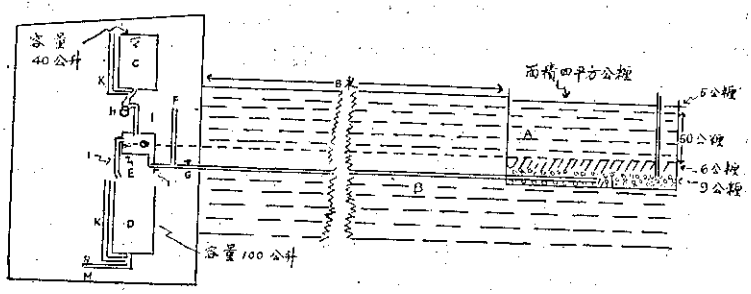
在一般的情形下，白天土壤表層的溫度要比水面的溫度爲高，因之在蒸發的初期，土壤表面的蒸發每比水面蒸發爲高，但經過很短的時間以後，下層的水份向上滲透趕不上表面的蒸發時，表土便漸呈乾燥狀態，此時土壤的蒸發較水面的蒸發則落後很遠。盆曼氏一九四一年的另一實驗將土壤的溫度昇高十度於水面溫度，如此在第一天土壤蒸發高出水面蒸發很多，以後則漸落後始至水面高出土壤蒸發甚多（見圖四）



圖四：土壤表面及自由水面的蒸發與開始蒸發時給予或不給予多量太陽輻射能的關係。

魏麻也氏（Veimeyer）一九二七年於美國加州曾作土壤水份蒸發的實驗，魏氏將土壤置於長四尺之底部密封，不透水之圓筒中，土壤中加水至水容場之情況下，筒內土壤耕而不種植物，將圓筒置於露天下，不使降水落於筒中，這樣處理的結果，在四年中筒內土壤中的水消失了僅僅四分之一所加入的水份，而且最值得注意的是，在僅僅四分之一的消失的水份中，有一半是在開始實驗的前三個月之內消失的，由此可知土壤中的水份，愈接近地表愈容易消失，相反的，去地表愈遠水份愈難消失。同時由於上述的實驗可以昭示我們輪流休耕可以儲存土壤中的水份。

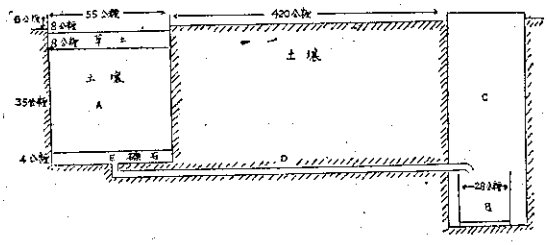
上面已經將自由水面及土壤表面的蒸發大致的介紹過了，現在該談一點關於土壤水份消失的全邀，我們已知道土壤水份的消失原因有二：一爲土壤表面的直接蒸發，一爲植物葉面的蒸發。連合葉面與土壤表面的蒸發謂之葉土總蒸發（Evapotranspiration）。因爲農業上的需要，近十幾年來農業氣象學者們在這一方面的努力，可謂不遺餘力的了，最可代表這一方面工作的領導者，當推美國的桑司威氏（Thornthwaite）和英國的盆曼氏。



圖五：葉土總蒸發設測量器裝圖：A測量器鐵筒；B地下供應水管；C水塔；D濾水筒；E水位調節器；F直立水管（放出留存的水泡）；GM,水喉（關水）；H沉澱球；I橡膠連接管；K量杯；L有空的水位量管。

桑司威氏於一九四八年發表其潛能葉土總蒸發（Potential Evapotranspiration）的概念。葉土總蒸發爲土壤中水份消失的主要原因葉面蒸發與土壤表面的蒸發須視氣候，土壤水份的供應，植物生長與土地經營的情形而定，因爲影響葉土總蒸發的因素太多，所以很難找出一個簡單的公式來計算土壤中水份的消失。潛能葉土總蒸發爲一地一定時間內最大的葉土蒸發總量，即於一地土壤水份能源源不斷的供應蒸發，同時該地之植物蓋覆得滿滿的無一點空隙，在這樣的情形下，該地的葉土總蒸發量將爲潛能的葉土總蒸發量，此種潛能的葉土總蒸發量將僅隨一地的氣候而變，不受其他的影響。

桑司威氏爲計算潛能的葉土總蒸發量而發明其葉土總蒸發測量器（Evapotranspirameter），此種測量器的設計至爲簡單，用一面積四方公尺，深七十公分的圓形筒底密封，不透水的鐵筒，置於一滿被作物的農田內，筒內盛以土壤，並栽培與筒外相同的作物，筒內筒外皆每日灌溉足量的水份（見圖五六），然後每日計算筒內所消失的水份，所消失的水份即爲潛能葉土總蒸發量。桑司威氏由長期實驗的結果，發現潛能的葉土總蒸發量與一地的每月平均溫度關係至爲密切，基於上項的發現，桑司威氏因發明其以一地之氣候紀錄計算土壤水份含量的公式，此公式僅利用一地的緯度與溫度紀錄，在應用上實屬方便。桑司威氏之葉土總蒸發測量器近已爲甚多國家之氣象學者所採用，並比較其與桑司威氏公式所計算出的葉土總蒸發量結果則各不相同。加拿大之三得遜女士（Sanderson）。以實測的潛能葉水總蒸發量與以公式計算的結果，認爲二者之間頗爲吻合，但他處所得的報告亦有相差甚遠者。美國福羅里州之麥克勞氏（D. E. Macloud）的報告以爲二者之間即不太吻合，由於各地反應之不一，我們至少可以知道，桑司威氏之計算公式如欲應用於全球，尚有待改進。



圖六：改良的葉土總蒸發測量器圖，A測量器鐵筒，B濾水筒，C安放濾水筒的圓筒，D地下濾水管E濾水出口。

除桑司威氏以外英國人盆曼氏也於一九四八至一九四九年間做了很多類似的實驗。同時也得了很多重要的發現，盆曼氏曾於一，種植短草的大平原上，於平原之中部劃出相間的兩個區域，在地理環境上，所劃的二區皆同屬一個自然環境，二區內所種的短草與其四週相同，盆曼氏於甲區施以適量的肥料，乙區則不施肥，其結果在收穫期甲區的產量幾倍於乙區，但甲乙二區所用去的水份却完全相同，同樣的盆曼氏於甲區內將其地下水的水位提

高，至甲區產量增加，但二者所用的水份總量仍然相同盆曼氏基於上項的發現，乃作如下的結論：謂如果土壤維持足够的水份，其上滿被植物，則土壤中水份的消失，決定於四周的環境，與植物的種類及收穫量無關，除了上述的實驗以外曼盆氏復利用渦動擴散（Eddy diffusion）與太陽輻射能量平衡（Energy Balance Processes）而成其連合公式：（Conbined Equation）以計算葉土總蒸發，筆者曾將各家計算公式與實際的蒸發逐一作統計上的分析，其結果似以盆曼氏的計算公式較爲合理。

九、土壤水份的保護方法

土壤中的水份含量對植物的生長關係重大，因之農家們對土壤中的水份非常重視。農人們一方面故希望風調雨順，另一方面還得節流，如果能適時保護土壤中的水份，則頗有益於農作，保護土壤水份的辦法很多，但重要的不外以下數種：

①排除過多的水份：土壤中水份過多，常會使植物根部得不到正常的呼吸，同時可以免除過多的無機鹽類向地表集中爲害植物。

②增加土壤間的空隙：土壤間的空隙愈多，則水份也愈易被土壤所吸收，增加空隙也就是改良土壤的結構使土壤變成細小的圓粒，其方法最重要的是輪植豈科植物，增加土壤微生物，土壤結構變好，不但雨水易於下滲，同時也可以減少土壤的侵蝕。

③防止水份外溢（Runoff）：每當大雨之時土壤的滲透作用來不及將所下的雨水即時吸入土壤中，因而造成雨水的他流，此種現象可實行等高梯田的耕種方法（Contour Cultivation），使不能滲入甲田的雨水可以流入乙田，等高梯田的耕種且可防止因暴雨所造成的土壤侵蝕。

④防止植物的蒸發。

莠草無益於農家，但能將土壤中的水份移去，如能將土壤表層所生的莠草除去，自然可以減少水份的消耗。

⑤人爲的掩護物（Artificial Mulches）：一九四九年克蘭司氏美國北加羅尼拉州曾作實驗，其結果爲在正常的雨水之下有掩護物的土地，其收穫量爲一〇六斛，沒有掩護物的土地的收穫量爲一〇〇斛，但在乾旱的年成二者相差很遠，有掩護物的土地收穫量爲八一斛，無掩護物的土地收穫量爲六十斛，由於上面的實驗，我們知道在農作需水緊急的時候，如果能即時對農田加以掩護物，對農作物的收穫量影響很大。掩護物所以能保護土壤中水份的原因爲：

(a) 在雨水他溢較大的地區，可以增加滲透作由。

(b) 掩護物可以阻止太陽輻射直接達於土壤表面，因而減低土壤的溫度，溫度減低後，土壤的蒸發作用當然也就減低了。

(c) 掩護物可以阻止風害，風可以增加地表與大空中水氣壓的坡度，沒有風水氣壓坡度可以減小，則蒸發也就可以減少。

⑥夏耕（Summer Fallowing）：在夏日太陽輻射最强的時，農家每將土地耕耘好，但並不播種作物，這樣可以保藏土壤中的水份，其原因則爲土壤耕耘以後，夏日所下的陣性降雨，容易滲透至下土，同時暑季的太陽輻射强烈，很快的能將表土晒乾，於是下層土壤被蒸發的機會變小，這樣所以能保持土壤中的水份。

⑥土壤中的漏水：在熱帶或亞熱帶地區，有些地方冬季雨量還是相當豐沛，但冬季耕作很少，因之所降的雨水不能爲植物所利用，必由土壤中流出，此種外流的水份，不但土壤中水份受到損失，同時土壤中的養份，也每易爲外流的水份挾持而去，所以土壤中的漏水，也是一個相當重要的問題。

參考書：

1. Black C.A. "Soil-Plant Relationship" 1954 ; Iowa State College, Ames, Iowa, U.S.A.
2. Blackman V.H. "The Compound Interest Law and Plant Growth" 1919 ; Ann. Bot. Vol. 33
3. Asghar A.G. & Dhawan C.L. "Capillary Rise of Moisture in Soil Column "1948 ; Indian Jour. Agr. Sci ; Vol 18.
4. Mother J.R. "Publications in Climatology" 1954 ; Vol. VII' No.1 ; Seabrook, N.J., U.S.A.
5. Meyer B.S. & Andeson D.B. "Plant Physiology"1952 ; D. Van Nostrand Co. Ins., New

（下轉第37頁）

雷達與天氣偵測

周根泉

二次大戰期間，雷達應用於導引航行，偵緝敵方機艦等，確曾發揮極大之效用，惟時爲大氣降水或雲層所干擾，殊使偵測人員困惑，雷達工程人員因而竭力設法消除之。惟此種現象，卻引起氣象學者莫大之興趣，證實確能幫助天氣預報工作。因之近年以來，世界各氣象先進國家，多陸續採用雷達，用以偵測天氣或測高空風，效果甚著。

雷達之偵測天氣，其偵測範圍，因測距所限，故僅及於數千平方哩，較之一般天氣圖所示，常爲數百萬平方哩大面積之天氣狀況，自不能相提並論。然如妥愼計劃，安置若干雷達，分佈於適當地點，構成一完整之雷達網，則其偵測圈儘可擴大。

今日雷達最有價值之用途之一，即能偵知數百哩方圓內之降水型式及其詳細情形，用供天氣預報之參考。質言之，雷達並非爲天氣預報機器，僅爲天氣分析及預報之一種輔助工具而已。

一、雷達之一般概念

①概說： 雷達之原理，簡言之，爲雷達發射器發出脈動之微波，遇阻後一部份反射而回。蓋是項微波爲自雷達天線幅射之一柱直射能，當其劃空而過，冲擊於任何反射物體時，若干能量反射而回，爲相同之天線所攫取，傳入雷達受訊器，並顯現於雷達指示幕。

如英國 277F 式雷達，發射波長爲 10cm 寬爲 3° 之波柱，其天線可連續作 360° 之水平旋轉。亦能上下自 0° 至 90° ，變更其高度角，因之可由天線之轉動，任意選取偵測方向及位置，其最大偵測距離爲 150 浬。又如新近出品之 DECCA 41 型雷達，專作天氣偵測之用，其發射波長爲 3cm ，波柱之垂直寬度爲 4° 水平寬度爲 0.75° ，天線旋轉限於 360° 方向角，最大偵測距離可達 250° 浬，他如 Marconi SNW 50 型雷達，亦爲風暴偵測專用，波長亦爲 3cm ，波柱則垂直寬度爲 3.8° 水平寬度爲 ½°，天線轉動除完整之水平方向角外，復可上下調節自—5° 至＋12° ，最大偵測距離爲 200 浬。其他之氣象專用雷達，型式尙有甚多，競以價廉物美相競爭，效用各有短長。

作爲雷達標的之反射物，通常有下列數種：

(a) 航空器如飛機之類。

(b) 高聳於地平線以上之龐大物體，如建築物、山脈、丘陵、樹林及海上之船舶等。

(c) 雨(限於微波或波長在 10cm 以下之雷達) 。

氣象學上所發生興趣者，爲反射自雨滴之回波 (Echo) 。如以一滴水滴而言，其反射率係與水滴直徑之六次方成正比。因之從雷雨中之少數較大水滴所獲得之回波，遠較自小雨中無數微小水滴反射之回波爲强。故自雨滴返回信號之强度，與全部水滴之總反射能力及含有是項水滴大氣之體積，有直接之關係。

反射信號自標的物返回，而爲雷達受信器所收受，並將其形態顯現於下列各陰極射線管：

(a) 平面位置指示器 (Plan Position Indicator) ：此管附有方位角及距離坐標，在管面可映出包含在水平波柱之內，具有有效反射能力之一切標的物之水平橫斷面圖形。

(b) 垂直高度位置指示器 (Height Position Indicator, or Range Height Indiator) ：此管面之坐標爲距離及高度角，對於某一特定方向，可獲知其垂直斷面之圖形。HPI 及RHI應用於不同形式之雷達，英國式雷達常用前者，美國式雷達則多用後者。

(c) 距離與信號强度指示器 (A-Scan and R-Scan) ：此管專用爲在某一指定時間，天線所對之某一方向及高度，指示某一特定距離與信號强度之關係。

以上所列，係就一般情形而言，因雷達型式之不同，其組成亦有差異，而近年來專爲偵測暴風雨設計之雷達，常因減低成本使氣象機構易於購置，故常簡化至僅用一平面位置指示器，其他均略而不用。

②雷達之能力：設自標的物反射，而爲雷達所接收之能量爲Pr，則：

$$P_r=\frac{P_t G^2 \lambda^2 \phi \theta hk\eta}{R^2}\times 常數$$

此爲雷達之基本公式。式中P_t爲發射能量，G 爲天線獲益（Aerial Gain），λ爲波長，ϕ 爲波柱垂直寬度(Vertical Beam Width)，θ爲波柱水平寬度(Horizontal Beam Width)，K爲薄弱因子（Attenuation Factor），η 爲單位體積之反射率（The Reflectivity/unit Vol.），h 爲脈波長度（The Pulse Length），R爲距離。

如爲某種特製之雷達，可藉儀器之特殊構造，視需要而使上式各因子爲一指定之常數，但 K η 及 R 除外，則上式將變爲：

$$P_r=\frac{k\eta}{R^2}\times 常數$$

就一單獨之水滴而論，如令 d表示水滴之直徑，λ示雷達之波長，則 $\eta \propto d^6/\lambda^4$ ，由此式可見，假如雷達之波長爲 3cm 或10cm，前者之反射能力將較後者爲大。同時η與水滴之大小，即水滴直徑之六次方成正比，是以如水滴甚大，即使在單位體積中僅有數滴，亦能獲有較大之反射率。

至於式中之 K ，實爲一較大範圍之吸收效應，與雷達之波長，水滴之大小，及降水之速率有關，根據賴德(J.W. Ryde and D. Ryde) 之研究，認爲減小波長，則各種大小水滴之薄弱因子急劇上升，而於某一特定波長，則薄弱因子隨水滴之增大而增大。

勞斯（J. O. Laws）及帕生（D.A. Parson）發現雨滴之平均半徑增大，加以總降水速率亦增大，則正可證實前述賴德氏之結論。

薄弱因子對於波長及降水速率兩者之效應，可列表示之於后：

溫度爲18°C時降雨對雷達之薄弱率

(波長cm)	1.0	3.0	10.0
降雨速率 (mm/hr)	薄弱率 (db/km)		
0.25	0.037	0.00224	0.0001
1.25	0.228	0.0161	0.0004
2.50	0.492	0.0388	0.0008
12.50	2.73	0.285	0.0036
25.00	5.47	0.656	0.0073
50.00	10.7	1.46	0.015
100.00	20.0	3.24	0.031
150.00	28.8	4.97	0·048

註：據漢夫萊（Humphrey）降雨速率分類法，0.25、1、4及16mm/hr.各爲毛毛雨、小雨、中雨及大雨。

如反射率及薄弱率合併考慮，其效應爲如減短波長，則單位體積之反射率固增大，但同時薄弱率亦變爲較大。如以 3cm 波長之雷達偵測熱帶氣旋，由於陣雨區之間之薄弱效應，遂使雷達之功能，發生嚴重之限制。此時在雷達指示幕上僅顯示一條狹長之降雨帶，偵測人員無從判定超越此帶是否即無降水，或降水情形如何。按雷達之性能，應能偵測廣大降雨帶包括後緣之全體。惟因受制於薄弱效應，其後緣遂不能顯現於雷達幕。設如此時改用10cm 之波長，雖則所有反射之能力，均不及 3cm 波長者之强，但薄弱效應則比較輕微，因而波柱可穿透大雨區域，深入熱帶氣旋，雷達幕亦可顯現降水區域之後緣。

③其他影響雷達偵測能力之效應：

(a) 距離之影響：按前節公式所示，可知雷達收回之能量，係與距離之平方成反比。因此，如遽認爲在指示器上所顯示最明亮之回波，即示最强大之降水，必導致錯誤。所有不同距離之標的物，在未考慮距離增加返回之能量必減少之因果關係之前，無法比較其强弱。

另一距離之影響，爲偵測高度隨雨區之距離而自然增大。此蓋地面之曲率，無可避免。地面上垂直高度。隨距離自然加增，距離愈長。較差愈大。此使偵獲降雨形態，較之實際爲弱。因所得之回波來自雲層之上部也。距離與高度之變化，略如下表：

各高度所示之距離 / 高度角	9000′ (呎)	90,000′	15,000′	20,000′
0°	103	123	150	150
1°	50	62	90	112
2°	30	42	60	76
3°	21	30	43	57
4°	16	23	34	45
5°	13	18	27	36

上表所列之高度，爲自地面以上之垂直高度，所示之距離，皆爲最大之距離。在正常情形下，在此距離內。於所示高度之降水，均可能被偵測，而最大之極限偵測距離。視雷達之設計而有不同，如 277F 式雷達即爲 150 浬，而DECCA 41 型雷達，則爲 250 浬，前已述及。

(b) 波柱寬度之影響：由于波柱寬度之限制，乃在雷達幕上顯現降水區域形狀歪曲之現象。此種變形之特性，與降水之反射性能及降水區域之寬度與在測距內波柱之關係等有關。此種效應，可能使一小區域之强烈風暴，在雷達指示幕上顯現遠較實際爲大之圖形。而在長距偵測所獲得之明亮實心圖形，在變換爲近距偵測後，卻成爲分裂之若干個體結合之形態。

(c) 裝置之效應：雷達裝置之位置，對於實際偵測之功效，有直接之影響，故甚重要。其須顧慮之因素，有下列數種：

①障碍物：任何障碍物，其高度較雷達天線爲高者，如房屋、烟囱、水塔、或山陵等，均可遮斷所欲探索之標的物。此種障碍物返回之信號（回波）通常在雷達指示幕上產生一固定不變之圖形。通稱之爲永久回波（Permenent Echoes）。

②返回回波之反射：設如雷達安置過于接近一障碍物，而天線之高度角又甚低時，則雷達指示幕上爲此障碍物遮斷之部份，將爲一空白之扇形。其後之標的物，自無從偵知。如若此障碍物爲一廣大平坦之優良反射平面。則當雷達天線朝向此障碍物時，處于其相對水平方向之降水區域，將收受一來自此障碍物返回之額外微波。此種返回回波當雷達天線朝向降水區域時，將先于降水之回波到達天線，於是將指示幕上產生之降水圖形掩沒。惟此種效應。通常多發生於短距偵測，且障碍物之位置，僅距雷達天線數百公尺以內之時。

③地面滋擾：大多數之雷達，其指示幕均爲鄰近之障碍物所形成之不規則固定回波所盤據，此種來自地面之滋擾，經常掩蔽最初數哩之天氣實況。

④邊緣副波（Side Lobes）：雖則雷達之波柱，被限于向一定方向輻射，但有少許能量。在主波之邊緣部份，分向不必要之方向散射，形成所謂「邊緣副波」，此項副波。通常爲靠近天線之固定裝置所反射，而在永久回波附近，顯現其效應。

(d) 異常傳播：偶因特殊之氣象狀況，雷達發射之波柱，可被折彎曲。因而若干原在地平線以下之標的物。亦被偵測而得。而此類標的物之回波被顯現於超越正常之最大偵測距離。此種現象即謂之異常傳播，常可導致極大之錯誤。而與 PPI 尋常所顯示之陣雨活動相類似。此當於下文討論及之。通常此類異常回波，多爲卻在地平線下之丘陵，山峯或其他高聳之地形地物，其回波遠較降水爲穩定，故可於其清晰度，距離及方位角等參考辨明之。

二、雷達回波之氣象含義

①一般分類：在詳細討論雷達之降水回波之前，首先略述其總分類——對流性抑或成層性，以便獲得一綜合之概念。惟如此分類。乃指兩者界限分明時，即對流性者處於大氣之某一層，而成層性者又處於另一層。

a. 對流性降水型：對流性降水，通常在 PPI 上形成各個分離之圓形或橢圓形之個體形像。其邊緣清晰不變，與積雲層雲之橫斷面頗相類似，每一回波可爲一單獨之對流雲個體，亦可爲一組織鄰近對流雲之集合體。

b. 成層性降水型：成層性降水在 PPI 上產生一片甚爲均勻之回波，與雲層之水平橫斷面相似，自某一區域向外蔓延，以迄偵測距離之極限。惟其外限，常受制於地球表面之曲率，或因距離過遠而減弱，或同時兼受兩者之影響。

c. 副型：除上式兩種型式之外，尚有其他降水形態，可稱之爲副型。例如若干個體排列成一線，自成單位，形成「帶狀結構」。此種結構。有由若干對流個體組合而成者亦有平滑均勻之狹帶。此種回波帶，四五條甚或更多，平行而列，分佈常自十哩至百哩不等，全體之行動，幾近相同，移動之速度亦相近似。

帶狀結構以外之形式，有如漣漪之「微波」。其分佈約自一至十哩。此種「微波」常鑲嵌于成層性降水型回波之內。

②高空雲層或雲塊：雷達時常偵獲高空降水回波，但該地區並無雨雪降落地面，此種情形之發生，乃因雲中

含水量豐富，且水滴或冰晶體積甚大。

來自高空降水之回波，其水滴或冰晶之體積，雖大至足可達到下降之正常速度，但如有下列理由之一或以上，則仍不能構成地面降水現象：

a. 雲中大水滴方始形成，未及降達地面。

b. 水滴降至乾燥空氣層。又復蒸發消失。

c. 受上升氣流冲激，水滴滯留高空。

當雷達波柱與水滴降落方向垂直之時，雷達所截取之形像爲降水之上部。又如雷達幕上未顯示回波之痕跡，並非即表示天空無雲，有時雲中水滴過于細小，常不足產生回波，此不可不注意。

③雨及雪之回波：通常雨之回波，較强於雪。因水滴之散射能力，約大于冰晶五倍之多。典型之 PPI，其顯示雪之形像爲朦朧均勻而邊緣模糊，甚少有如雨之清晰成塊之趨向，雪之回波强度變化，遠較雨爲緩慢，惟有時常爲大氣擾動所影響，而使此項現象不明顯。

④大氣擾動：雷達可幫助估計各不同地區大氣擾動之特性。從而區別何處降水正在形成，何處降水正在下降。水平成層之回波；指示空氣很平靜。垂直成塊之回波，指示大氣垂直運動將發生擾動而不利於航空。當雷暴活動正在生成發展之時，如偵得對流雲頂及其擾動之垂直伸展，即能獲知其梗概。

三、天氣預報之引證

雷達指示幕所顯示之情況，常與理論分類之形式頗有出入。大多數之天氣型，各在雷達指示幕上顯示其各自之特有型式。因之雷達輔助天氣分析則有餘，賴之作爲天氣預報之主臬則猶不足。玆將各種天氣變化形態，在雷達幕上之所見，約略述之如下，用供參考。

①冷鋒及颱線：雷達所顯示之冷鋒與颱線之型式，頗相類似，兩者均由多數小個體連結成帶，共同向地面之轄轄區域平行移動。此種帶狀結構之動態，通常即與冷鋒或颱線之實際動態極爲近似。其組成之個體，生滅多有一定之程序，最常見者爲在鋒帶行進之前緣加強，而逐漸消滅於其後部。帶內之個體，其移動之速度，與帶之本身並不一致，行止各有其度。

②冷鋒之行動：冷鋒行動之預測，因可藉雷達偵獲回波之動向及速度。或以某個體之邊緣或中心及帶狀結構之邊緣等，其顯著徵象爲準，已爲前述，惟當回波之形態，屢有變更時，常使位置發生甚大之誤差。不可不注意。又爲判斷個體之形成或速度之變易，除勤加校核外不爲功。至於行動實況，可以拍照攝取軌跡，以供研究。或連續繪之於地圖亦可。

③暖鋒：在大氣穩定之情況下，可偵得一不定形之暖鋒回波，圍繞雷達幕中心。因此時降水區域甚大，雷達之位置；常變成四周降水回波之地理中心。此實非眞實狀況之圖形。蓋無論偵測之距離爲很遠，抑或因限于地面之曲度而很近，其所獲之回波，始終以近中心部份最明亮，然後隨距離之加增而逐漸減弱。

PPI 偵測暖鋒降水，在大氣不十分穩定時，亦可發現帶狀結構。但其行動並不直接與地面鋒帶發生關聯。因暖鋒之行徑，尤在空氣相當穩定時，甚難於追踪，必須偵測得某種特殊形態，然後方可仿照跟跡冷鋒之辦法，以時間、位置、路徑及速度等要素，綜合判別之。

④氣團陣雨：強烈對流活動所產生之氣團陣雨，在雷達幕上顯現單獨分離之回波，邊緣清晰明朗，垂直發展旺盛亦常混入帶狀結構。行動有如颱線，時被誤認爲冷鋒。但其生成，成長與消滅均甚迅速。因之必須勤加偵測，始能判別。

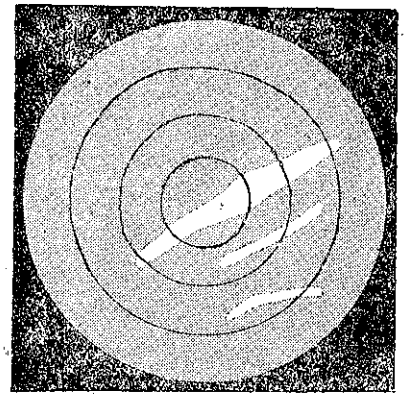
當對流活動微弱，或水氣供應缺乏時，則回波個體甚小，且垂直發展亦甚衰弱。

⑤雷雨：如以形態言，則雷雨與氣團陣雨相同，惟一般言之，雷雨之體積較大耳。雷雨回波之個體，常生成在帶狀結構或颱線中，無論產生於鋒際，或純爲氣團活動，均是如此。

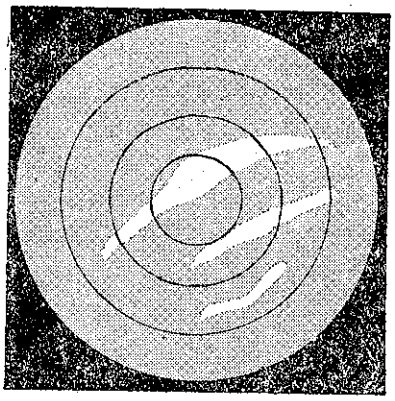
有時正當雷雨活動旺盛之時，由閃電亦可偵得回波，其故實由于游離之空氣，增加其反射力。但如未測得閃電回波，並非即無雷雨之謂。

⑥熱帶氣旋或颱風：大多數熱帶氣旋之雛形，初爲雷達發現之時，均爲帶狀結構之回波。正在進展中之熱帶

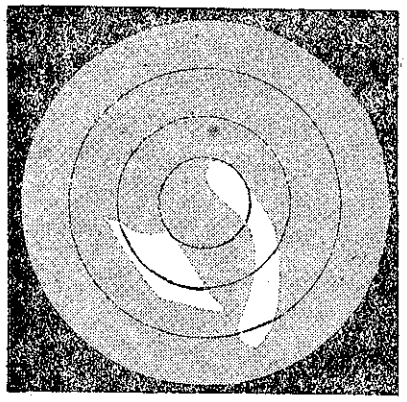
氣旋，常先發現雲線，移動頗有規律，且保持形狀不變。當其移近螺形降水帶時，即可見其旋轉進入風暴中心。



圖一（1940GMT）



圖二（2010GMT）



圖三（2040GMT）

圖一至圖三示雷達回波之帶狀結構，其形狀及大小之迅速變化，雷達之位置在圖之中心，圖中圓圈示間距 50 浬，各圖均於 1954 年九月十日每隔半小時實測於美國佛琴尼亞州之諾福克（Norfolk），——描繪自「Hurricane Edna, 1954" Monthly Weather Review, Sept. 1954.

接近中心之帶狀結構歷歷可辨，且排列成平行之圓弧，而個體結構亦隱約可見，陣雨之活動顯然，其變化亦頗烈，不僅在暴雨區與暴雨區之間如此，即在同一暴雨區中亦然。（參閱圖一至圖三）

所有暴風雨帶均繞中心緩慢移動，有時帶中的個體沿帶移動進入中心，而後消失。有時亦可能發現降水之旋轉中心，但此中心並不一定與最低氣壓中心相符合。

或因颱風眼之下沉氣流阻止雨之生成，因而颱風眼部份，在雷達幕上常不能獲得回波，致成空白區域，（如圖四）。清晰之颱風眼，未必每次均能測得，此須視降水強度及所經路徑與雷達站之距離而定。

就雷達偵測所知，颱風區域內強烈降雨之主要部份，乃爲風暴正在進行之前緣，而在風暴之後緣，降雨即比較衰弱。

如能有若干雷達，有計劃之安置於適當地點，構成一完整之雷達網，則颱風或熱帶氣旋之中心位置，進行方向與速度等之偵測，必能趨於正確。以之供給預測參考，助益實大。

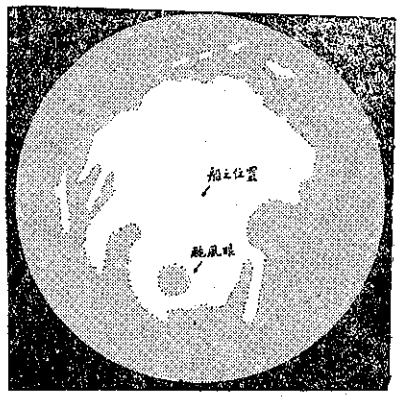


圖　四

圖四示 1944 年 12 月美海軍之10 cm船用雷達 PPI 上所測得接近於菲律賓群島之颱風，——描繪自 "The use of Radar in Weather Forecasting"

四、結　　論

應用雷達天氣偵測報告，作爲天氣預報參考之資料，自有極大價值；惟是項偵測，必須按指定時間，作有規律之觀測，如是方能測知某種降雨型之迅速變化。給予預報人員對于天氣變化情況綜合之概念。

而且，如能報告一幅雷達幕上所見之約略圖形，對于預報人員言，似較之一篇詳細之說明爲愈佳。固然，概要之說明亦所需要，但可採取普通氣象報告之方式，以之編成號碼報告之。一經發現降水之生滅，增強或減弱，均須及時報告，以佐預報人員有效之分析。

綜前節所述，就氣象之觀點言，所能寄望於雷達者，最要莫如下列各項天氣現象之偵測：

①鋒際雨及其動態。
②氣團陣雨活動。
③雷暴之發展情形。
④降雨之垂直伸展狀況。

（下轉第25頁）

台灣之霜雪

黃光表

在臺灣，霜雪罕見，蓋平均最低溫度零度等溫線，約與南嶺相符合，即北緯二十四度左近之一線，始爲霜雪之分界線，臺灣之緯度，最北約爲二十五度半，極大部份實均已居此線之南矣；尤其是雪，幾爲絕無僅有，惟若干高山地帶，因地形關係，偶見冬季積雪山巔，誠屬難得之點綴，玆據臺灣省氣象所刊行之臺灣累年氣象報告一書，摘列僅有之玉山一地歷年各月降雪日數統計一表，以供參考，如附表一：

附表一玉山（23°29′N，120°57′E；高度 3850.6 公尺）歷年各月降雪日數統計

年份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
1944	1	5	17	4	1	—	—	—	—	—	2	1	31
1945	4	×	×	1	—	—	—	—	×	×	×	×	×
1946	×	×	×	×	×	×	×	×	×	1	1	5	×
1947	8	7	7	4	—	—	—	—	—	—	1	1	28
1948	3	5	1	2	—	—	—	—	—	—	—	2	13
1949	×	×	×	×	×	×	×	×	—	—	—	×	×
1950	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	×	×
1951	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	1	2	×
1952	6	3	3	3	—	—	—	—	—	—	—	2	17
平均	4.5	5.0	7.0	2.8	0.2	—	—	—	—	—	0.8	2.0	22.4

表中“—”示無降雪。

“×”爲缺紀錄，即不計其全年值。

至於霜，因能直接影響農作，對於農業國家，關係當較深切，且副熱帶地區，甘蔗之栽培，不可或缺，尤占國家經濟上之重要地位，惟此項作物，對霜之感應，極其靈敏，冬季如偶或遇霜，損失則每甚慘重，故霜乃一值得注意之氣象要素。

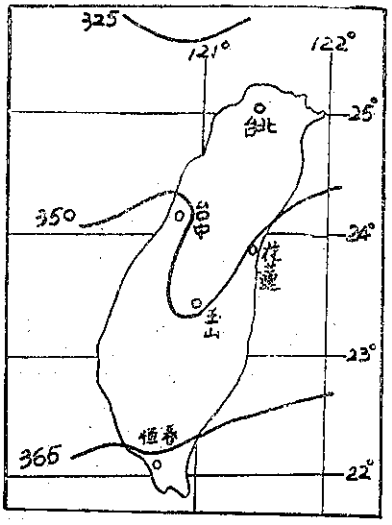
霜係空中水汽因夜間冷却直接凝成之固體產物，其造成之首要條件，當爲露點必在攝氏零度以下，惟不僅受溫度之支配而已，與濕度，雲量及風力等亦均有關，同時，凝霜之地面溫度必在攝氏零度以下，氣溫則不必一定在攝氏零度以下，有時最低氣溫已降至攝氏零下十度而地面尚不見霜，有時最低氣溫尚在攝氏零上五度而地面或已有霜，我國農曆上，定十月二十四日爲霜降，即爲初霜，四月二十一日穀雨即終霜，實際上，常因時地而異，不可一概而論，初霜終霜之遲早，受緯度之控制，最爲明顯，緯度愈高，初霜愈早，終霜愈遲，即初霜係自北向南延遲，終霜則自南向北延遲，除緯度外，海陸對初霜之早遲，亦有影響，愈入內陸，初霜自愈早，終霜之情形則適此相反，以高度而言，情形與海陸之影響相同，即地形愈高，初霜愈早，愈低愈遲，終霜反之。惟因其影響之因子至多，例外遂亦多，則歷年初霜終霜日期遂見參差，如有時得以絕對初霜絕將終霜參照應用，以謀補充爲宜；初霜之後，終霜之前，其間稱爲霜期，亦依緯度自南向北逐漸延長，以高度言，高度愈高，霜期愈長，終霜之後，初霜之前，其間即爲無霜期，亦可以全年日數減去霜期之數得之，其所剩日數即無霜期，依緯度爲自南向北逐漸短縮，以高度言，高度愈高，無霜期自愈短，因歷年初霜終霜日期既有參差，則平均霜期與絕對霜期以及絕對無霜期與絕對無霜期其間亦當均有差異，霜期之影響農作，要在初霜與終霜之遲早，與乎無霜期之久暫，無霜期即作物之生季，其長短雖可爲生季之標準，惟春初秋末之輕霜，並不足爲作物之大害，實際生季實稍長於無霜期，生季一詞，在農業氣候學上，通以每日平均溫度在攝氏六度以上之期間爲限，較之無霜期，每長出二十日上下不等，無霜期在一百天以內者，普通作物即已難栽培，絕對無霜期亦即作物生長之絕對安全期，在農業上頗爲重要，霜與農作，既有相互關係，等無霜期線之徑跡，常可用以劃定主要作物之分佈大況，如三百二十五天等無霜期線即略與双季稻北界一致，二百七十五天等無霜期線實與甘蔗之北界相當。

臺灣適位於副熱帶地區，且爲一海島，除中部高山地帶外，霜亦不多見，玆依一八九七年至一九二九年間臺灣各地之霜期統計如附表二：

附表二　臺灣各地霜期統計　　紀錄年代：1897—1929

站名	緯度（北緯）	經度（東經）	高度（公尺）	平均初霜 月	平均初霜 日	平均終霜 月	平均終霜 日	平均霜期（日數）	平均無霜期（日數）	絕對初霜 月	絕對初霜 日	絕對終霜 月	絕對終霜 日	絕對霜期（日數）	絕對無霜期（日數）
臺北	25°02′	121°31′	9.3	1	4	1	22	19	346	11	27	3	7	101	264
臺中	24°09′	120°41′	78.4	1	12	1	20	9	356	11	27	2	19	85	280
恒春	22°00′	120°45′	23.6	0	0	0	0	0	365	0	0	0	0	0	365

得臺北初霜爲一月四月，臺中爲一月十二日，臺北終霜爲一月二十二日，臺中爲一月二十日，南端恒春則完全無霜，霜期爲零，北部霜期約二十五日，如臺北爲十九日，中部約十日，如臺中爲九日，霜期既短，無霜期即甚長，臺北即爲三百四十六日，臺中爲三百五十六日，恒春爲三百六十五日，如以絕對無霜期言，臺北爲二百六十四日，臺中爲二百八十日，據此，三百二十五天等無霜期線當在臺灣之北通過，臺灣之等無霜期線之分佈，將如附圖一所示：臺灣之農作大況，即可由此窺知。



附圖一：臺灣平均等無霜期線圖

霜日即有霜之日，其多寡與霜期之長短，並不完全相符合，如該地霜期雖長，惟若空氣太乾或風力過强，凝霜之機會遂見減少，又如地面帶有積雪，則有霜亦不易予以發現，大體說來，霜日之多寡仍與霜期之長短成正比，關於臺灣之霜日，玆再據臺灣省氣象所刊行之臺灣累年氣象報告一書，其各地歷年各月之降霜日數統計，摘列如附表三：

附表三：臺灣各地歷年各月霜日數統計表

站名	緯度（北緯）	經度（東經）	高度（公尺）		一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	最多年之全年	紀錄年代
鞍部	25°11′	121°31′	837	總數 平均	1 0.2	— —	— —	1 0.2	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1 0.4	1943-52
臺北	25°02′	121°31′	9	〃	7 0.1	14 0.3	3 0.1	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1 0.0	9 0.2	7 0.7	1897-1952
新竹	24°48′	120°58′	34	〃	3 0.2	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	2 0.2	1948-52
臺中	24°09′	120°41′	78	〃	12 0.2	02 0.2	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1 0.0	11 0.1	3 0.5	1897-1952
日月潭	23°53′	120°51′	1017	〃	2 0.1	— —	1 0.1	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	2 0.2	2 0.4	1942-52
阿里山	23°31′	120°48′	2408	〃	257 13.5	191 9.6	89 4.7	38 2.0	5 0.3	— —	— —	— —	7 0.4	63 3.5	159 8.4	215 10.8	67 23.2	1934-52
玉山	23°29′	120°57′	3851	〃	39 9.8	18 4.5	12 3.0	21 5.3	11 1.5	— —	1 0.3	— —	7 1.8	39 5.0	69 13.8	72 9.5	74 54.5	1944-52
臺南	23°00′	120°13′	14	〃	2 0.1	1 0.0	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1 0.0	1 0.1	1897-1953

譯著

英國氣象局人造雨之試驗

殷來朝譯

美國通用電氣公司爲求實現改變人類過去的幻想爲最新的科學，曾經設立了人造雨試驗室，這也可說是一種偶然的事，在二次大戰期間爲了研究各種軍事問題，曾經聘請了許多優秀的研究員，由隆美爾(Irving Langmuir)和史開福（Vincent Schaefer）二位博士領導，擔任研究下雨對無線電的干擾，因而對於雲的構造和降雨的起原發生極大的興趣，在他們的各種發現被認爲具有重大價值之後，更獲得政府的支持作進一步之研究，這個官方的研究工作就是有名的「卷雲計劃」(Project Cirrus)，他們的各種研究報告曾散見於各種氣象文獻中。

人造雨的理論係根據白裘蘭（Bergeron, 1932）關於降雨之起源的學說，構成雲層之小水點，直徑小於百分之一公厘（mm），所以普通一滴直徑爲一公厘的雨點就相當於百萬倍的雲點，這些雨點是怎樣將極大數目的小雲點聚集在一起，而且能聚成一團降落下來？爲什麼在某一種雲裏能進行這種工作，而在另外一塊密度相似的雲中又不能進行、沒有雨降下來？白裘蘭曾研究各種可以產生降雨的作用，只有一種理由似乎可以解釋當時的事實，按照此種理論就是雨點的起源必須要在雲的溫度低於冰點若干度才行，我們必須假定有一小部份水點要凍結，現在再研究其理由，因爲在同一溫度之下，冰上的平衡水汽壓力要較水上的爲低，當水汽凝結出來的時候，冰點長大很快，而其附近水點則形退縮，在幾分鐘之後，冰點長大即迅速下降，遂發生「碰合」作用—那就是單純的和水點或其他的冰點因碰撞而結合在一起，因此便結成雪片，在降落到結冰層以下便溶解爲雨點。

我們知道這種程序不僅是唯一的成雨理由，而且有强有力的證明，有許多雨——尤其是暖面附近的連續長期雨——是由白氏的程序而產生的，此種程序可以很簡便的在實驗室作成，甚至在家庭中只要有凍冷設備也可以照做，假如我們使冰箱裏的空氣達到飽和並慢慢使它冷却，就可以看見形成霧一般的小水點，此種水點繼續不變一直要到溫度低降至臨界值約爲 —20°C，在此時即有極少數的冰晶出現，開始雖然很小，其直徑可能是 0.02mm 或更小，但可在射進去的燈光中看見是發亮的，而且可以看到這些點子開始下降得很快（表示它們已很快的長大了）直落到冰箱的底部，箱內則仍充滿着霧點，如將溫度再降低，則又結出一批新的冰點，重復下降，溫度愈降低則凝結的冰晶數愈增多，普通在—20°C 時，每竏空氣中可能少於一顆，但在--35°C 時則在每竏空氣中可能有幾千顆。

在雲層中的水點只能有小部份凝結成冰的理由，是因爲水點只能在某種細小的分子叫做冰結核心的上面才能凍結之故，在自然中這些核子的作用尚未明悉，不過無論如何，它們之中極少數能在溫度—16°C 以上可以冰結的，因此，如若雲頂的溫度較此爲暖，則可能不致下雨，倘如雲頂溫度已低至—25°C 以下，則一定要降落豐沛的雨量，因爲在這樣的低溫之下凍結核之作用已大增了。

在極低溫度（—40°C 以下)時就無需乎凍結核心，如在冰箱中在這種溫度造成雲點，則所有的雲點立即凍結，但在此種情況下不會有冰點降落到箱底，因爲在此溫度不會再有液體的水滴存在，所以冰點也不會長大到可以降落的程度。

假如雲頂之溫度已達過冷却但不會降雨或僅降點小雨，那我們就可以用誘導冰結的辦法來幫助它降雨，這就是人造雨的基本理論，最早而且最明顯的一種方法，就是用飛機在雲上拋下小顆的很冷的固體——乾冰(固體的二氧化炭)此方法可使溫度低降到—40°C 以下，使水滴立即凍結而毋需乎核心之助，每顆乾冰落下之後即隨着有一連串的冰晶產生。經許多次的試驗結果都是如此，不過在不久之後就證明此法所能降水的力量很有限，因爲飛機飛過所能影響的範圍只是雲上的一狹條，不能使整個雲層發生作用。故此法普通僅應用於大塊積雲，雖能產生陣雨（在條件適合時常屬可能）但適當的條件總是不會常有的，陣雨量通常是微小或中等而降雨範圍不過數方哩而已，而且還有極可懷疑的是那塊雲本來自已就要降雨了，撒了雨種不過改變了陣雨的地區幾哩路而已，這種結果對於美國那些曾計算過他們國內西部的幾百萬方哩乾旱之地的財源的專家們，一定是感到不足的，他們需要一種新方法不要飛機而能廣泛的長期的應用於各處，因此便建議凍結核心須能在地面散佈才好，假如能產生足量的凍結核，自會有一部份立即或相繼的上升到達需要的高度，如有適當的雲層存在便可誘導其降雨。

通用電氣公司的專家們解決了這個問題，首先製成了一種適用的核塵發生器可以產生大量的碘化銀（Silver iodide）的晶體核塵，對於凍結極爲有效，（至少在新產生時是如此)而且此種設備簡單可以大量而廉價的生產，只需將碘化銀噴射到燃燒的火焰高溫中，即可由一克的碘化銀產生 10^{15}個晶體。照算起來，這個數字是大有希望

的，假如只有百分之一的晶體結成雨點，每點的直徑爲一公厘(mm)，那麼使用一公斤的碘化銀，費用不過十五鎊，即可在十萬英畝的面積上降落十公厘的雨量。

但仔細研究之後，這個估計是太樂觀的。困難之點還多，這裏不能細述，僅將兩點主要的提供如下：第一是碘化銀能否在被日光或其他的東西使成爲不發生作用之先，達到它們的有效冰結核心的高度（通常爲一萬至二萬呎），或許在途中已被雨水冲去，或許被擴散到範圍很廣而致影響極微。第二是有否足量的雲層可以播散雨種而獲降雨，我們已經知道除非是雲頂溫度已遠低於凍冰點(—5°C以下)，此種雨種是無用的，但如雲頂溫度適合而雲層太薄也是無用的，因爲所成雨點太小，降至中途即被蒸發，不能到達地面。另一方面，如在已經自然降雨的雲下播種也是無用的。當我們除了上述各種場合之後，所遺留下的「可以用武之地」也就極爲有限了，所以前面的計算數字很可能不會獲得任何足量的降雨。但這些疑點，並沒有阻止大批商業化的造雨事業的發展，這些造雨商家在通用電氣公司發明之後，幾年工夫之內便成爲大企業。在美國最爲發達，一九五一年之中成立了許多人造雨公司，密西西必河以西有三分之二地區，都在播散「雨種」。此外，在加拿大、法國、西班牙、北非等國家均有大量的造雨工作，雖然也有的是一種嘗試性質。

人造雨成就的程度很難斷定，前面說過，除非雲頂溫度遠在冰點以下及其厚度有相當大——至少幾千呎，播種是不會降雨的，但是像這樣的雲，即使不用人工之助也能自行降雨，因爲通常有若干自然的結冰核心存在，不過有時候可能數量過少不足以使雲中水份凍結至最大量。所以老實的說來，人工造雨的願望乃是在補充雲層中天然雨種的不足以增加其降水量，而不是要在乾旱的日子使它下雨。但是這種計劃的成果也很難檢驗出來，誰可以有辦法決定某日有若干是天然雨，又有若干是人造雨呢？我們僅能由統計方法來做一種效驗的估計，但需要精細的長期有系統的工作才行，目前則尚缺乏可靠之資料。

世界氣象組織曾指派專門委員會審查有關人造雨的證明，其報告書的結論是：「目前的技術，無論是『冷的』或『熱的』雲中佈種，價值甚微，假如有些價值的話，那只是在增加缺少雨量地區的降水量，或是增加普通中等雨量區域在乾旱期間的降水量。」(參閱 W.M.O. Technical Note No.1. "Artificial Inducement of Precipitation", 1954.)

但在此文件中又曾補述如下：「本篇的試驗結論，並不是反對去研究和試驗人工改造雲雨，相反的，他們是說明尚需作更進一步的繼續努力」。

英國的氣候並不經常缺少雨量，而近二三年來一般人對於人造雨之所以大感興趣者，乃是由於此種想像可望獲得實際之利益。無論如何，能增加雨量總是有用處的，英國也不例外。在英格蘭東部有很大的地區如每年能獲較多的雨量，收穫一定要更好，當天旱之年，則人造雨之利益將更屬廣大矣。

在一九五四年春天，英國氣象研究委員會認定這個題目的重要性及其發展後之利益，實有舉行試驗，以求獲得能適用於英國氣象條件的有效造雨辦法，如是遂決定開始現在正在進行中的試驗。

所用的核塵發生器係由化學戰防禦試驗所(屬後勤部)設計製造的，該所在沙里士堡 (Salisbury) 附近的普爾頓 (Porton) 地方。每個發生器主要的部份是一個噴生燈——外形猶如一隻大的打氣爐，將碘化銀溶解於木酮 (Acetone) 中溶液按一定的速度注入噴燈火焰中，其全套工具十分簡單，可參閱附圖。其產生量曾經使用一種「雲室」試驗，證明如前面所說的每消耗一克碘化銀便可產生冰結核塵約 10^{15} 個。但不曾直接證明這許多核塵分子都是碘化銀，也不曾研究這些核塵曝露在空氣中，雨水中及日光中之後仍保留其原有性質的能力。

第二個問題就是計劃進行一個實驗，主要的原理是很明瞭的了，一方面要等待適當的雲層到達，另一方面便開放發生器。然後還要研究試驗時間的風向風速，以求儘量準確的指定播種地區——稱之爲 A區，並指定二個以上的不曾播種的地區（如 C.D.E等）從各個不曾播種地區，在此段試驗播種期間所得之雨量來比較，我們可以約略估計A區應得之天然雨量。此估計數與確實雨量紀錄的較差，有部份爲播種的效果，有部份爲估計的差誤，如將很多次數平均起來可望減少誤差至最小值，於是便可求得播種之效果。

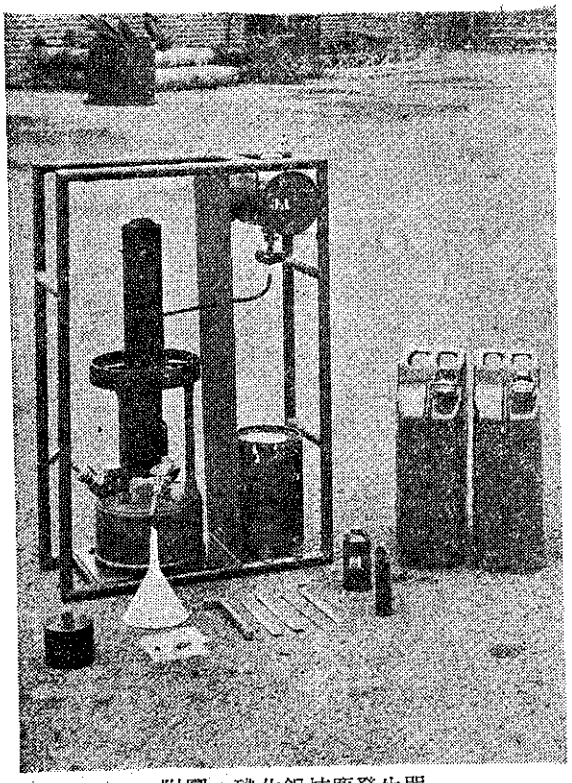
近似值的計算須要有很多次數才可得到滿意的結果，應等待幾年試驗工作之後才行。爲求儘量減短此期間，乃決定僅在有廣大的西南氣流籠罩着，漢伯 (Humber) 以南的英格蘭全區時，才舉行播種，而且規定僅取富庶地區——沙里士堡平原——的雨量每次超過五公厘的紀錄加以分析。因爲這些條件使雨量分佈比較均勻，故可較易辨明局部的人工造雨所增加的雨量數值。雖然如此，倘如因播種所增之平均雨量只是百分之十四，則此種試驗須繼續三年，方能證實其有效。在較短的時間，如能獲得大量的增加，當然也可以得到佐證，但照以前的試驗情形看來，似屬尚不可能。

核塵發生器係儲藏在沙里士堡平原（Salisbury Plain）的普爾頓地方，化學戰防禦試驗所內。遇有適當雲層到臨上空時，便設立五處發生站，各處經常是在相同的地點設立的。這五個站排成一直線，每站之間約相距二十三哩，大概是從北北西至南東南—幾乎是與恒風方向成直角—其中點約在沙里士堡東北方十哩。每站有兩人及兩個發生器，其中一個發生器是作備份的。人和設備都是用汽車運去的。當界面相距二百五十哩之時，就將發生器燃起來，一直燒到界面過境二小時之後。每個發生器每小時約需費碘化銀兩盎司，平常每次使用十小時，約共需六又四分之一磅。

第一次試驗是在一九五五年十月五日，直至目前(一九五六年一月廿四日)僅舉行過六次試驗，因爲在乾燥的秋季很少適當的機會。

一個緊隨着的困難問題就是如何決定曾經播過雨種的地區位置，這是早先就在意料之中的，當開始研究成效的時候就會使人發生麻煩。碘化銀分子的有效高度須要達到六千呎至二萬呎，在這個階段上升中的擴散情形又極少知道。前面已經說過，沒有辦法可以斷定這些分子有多少升到某高度是有效的：不能憶測它們的聚集濃度，僅可約略的估計它們在上升途中所需之時間，或播種地區的約略大小和位置。因此，必須還要實行研究各分子從地面上升中的擴散情形。不過所用的分子不是碘化銀，因爲那是不易顯明察看出來的，而是用一種發亮光的粉末，硫化鋅或硫化鎘。試驗時從地面上等速的放出這種粉末。然後用一架飛機在此分子所散佈的各種高度及各種距離飛行多次，採取其標本。收集分子的方法是從飛機外面導進一股空氣吹在一條有黏附性的帶子上，在以後研究的時候，用顯微鏡在紫外光照射下即可容易的看出各個發光的分子而計其數。曾經飛過若干次數，蒐集了若干有用的情報，不幸的是這種技術在雲層中或雨中是無用的——而這正是我們所最感興趣的狀況。現在正研究一種新的收集標本的方法中希望能克服此種困難。

這些擴散研究所得之結果，對于人造雨試驗的解釋非常重要，而且在將來還有許多其他地方可以應用，更可證明其爲此項研究中的最具有價值者。



附圖：碘化銀核塵發生器

過去幾星期曾有人建議在山岳地區作上述平原地區相似的造雨試驗。其目的在利用風吹向山地所形成的上升氣流。這些氣流中可獲有較豐的水份，而且可携帶碘化銀上升。所選定的地區是第士河（Tees）唐河（Tyne）及衛爾河（Wear）的發源地，卡拉斯灰爾山嶺（Crossfell Edge）。此條山嶺乃本地區之西方邊緣，距離適當——坡度峻，面對恒風，在三十哩以內到處高度都超過二千呎。

上述第二種造雨試驗是否實施尚未決定。因爲在此種地區工作上有很大的困難，尤其是難以說明其效果，因山岳地區降雨量變率甚大。在此種場所也必需要幾年的工夫才可獲得有用的成果。在本地區的第一種先決試驗尚未獲得研究結論之先，似乎不必作更進一步之直接造雨試驗。吾人應深知專靠試試不能期望獲得控制雨種之技術——此外還有許多的未知數存在於此項方程式之內。如發生器中佈種物質的速度，其晶體的純度及其大小，空氣的穩定性，雲的密度及厚度，以及雲層中溫度的分佈，這些只是必須要影響效果的因素，但其影響至如何程度我們尚不能加以憶測，在我們以試驗求得各個變數之前，還須記得統計上所有的資料誤差，那是在數千萬次的觀測中在所難免的。因此，我們最好還是專力於研究大氣物理的主要應用，即雨的形成及雨種物質之作用，期望能够知道了此等問題之後即可逐次的估計其餘的各項未知數。這不但是科學的方法，而且是成功的捷徑。

譯者註①原文：The Meteorological Office Experiments on Artificial Rainfall"
By B. C. V. Oddie, Meteorological Office, London.載 „Weather" March,1956.
p. p, 65—71.

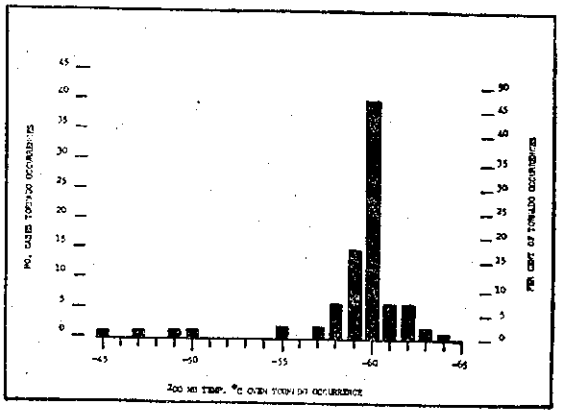
②附圖說明：英國化學戰防禦試驗所設計之碘化銀核塵發生器

二百毫巴上空噴射氣流與龍捲風發生的關係

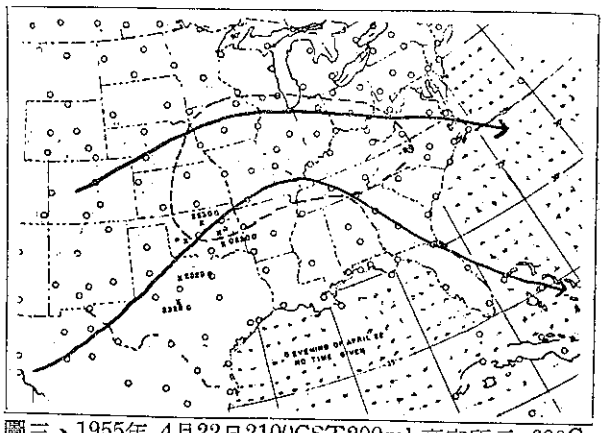
劉鴻喜譯

龍捲風（Tornado）爲最强烈之小型風暴，其侵襲範圍甚小，行程亦短，但因其中心與四週之氣壓相差懸殊；故其威力之猛，破壞力之强，較諸颱風有過之無不及。美國每年因龍捲風之發生所致之財產作物損失，平均達一千一百萬元以上，人民傷亡平均亦達二百四十五人，是以美國對於龍捲風之研究，不遺餘力。下文作者隸美國「局部風暴預報中心」(Severe Local Storms Forecast Center），對於龍捲風成因之探討，另闢蹊徑，從二百毫巴高空着手研究，雖所採用之資料僅爲去年度者，有些要點尚難據之遽下結論，但因大氣層爲一整體，地面所產生之天氣現象，常可在高空探索而得其根源，故此文仍不失爲研究龍捲風成因之一助；我國大陸及臺灣歷年均有龍捲風發生，臺灣似尤頻仍，用特將之迻譯，以響讀者。臺灣探空資料尚稀稠密，如能利用本文方法，尋出其與臺灣區龍捲風發生之關係，據以爲發布區域警報之根據，則幸甚矣。—譯者附識。

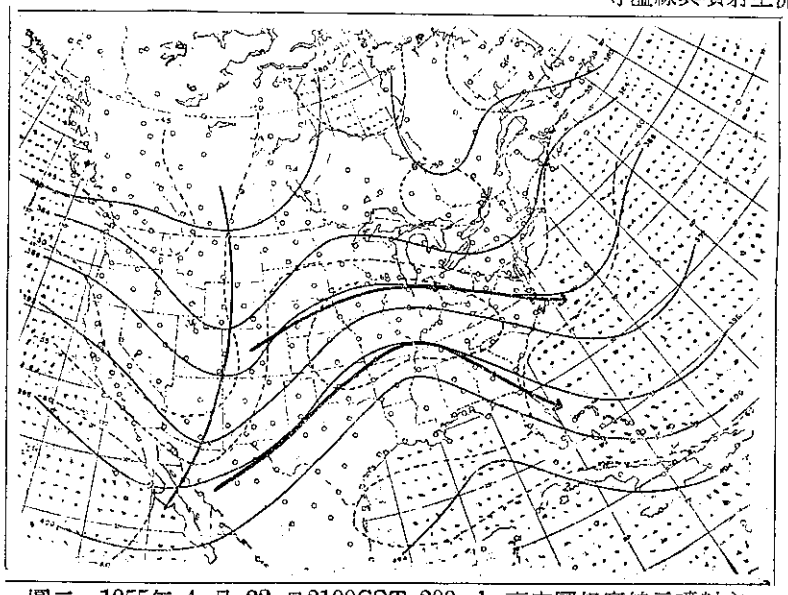
1955 年，R.G. Beebe及 F.C. Bates 二氏曾以「局部風暴中心」預報所依據的熱力理論，就低空及高空各



圖一、200mb 氣溫與龍捲風發生頻率的關係



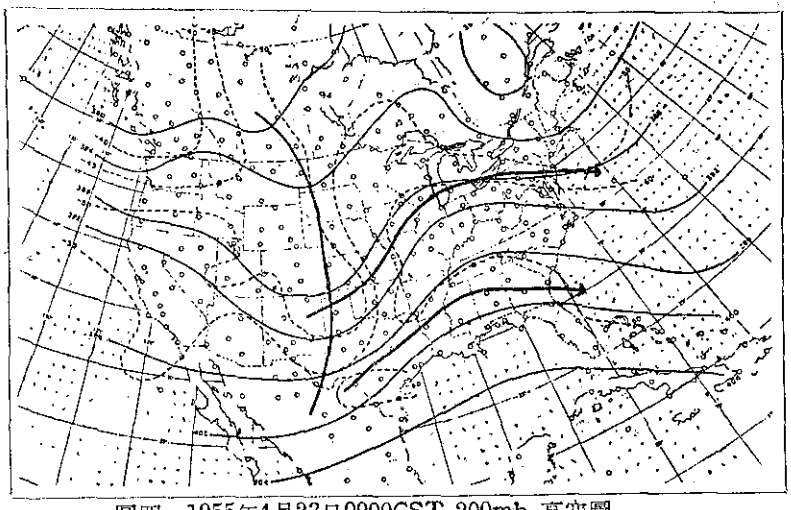
圖三、1955年 4月22日2100CST200mb高空所示-60°C等溫線與噴射主流的關係，×示龍捲風發生之時、地、層噴射氣流之强度，範圍之觀測資料以及預測情況作一研究。根據高空探測紀錄顯示，噴射氣流的主流（Core）經常在 200mb 附近（約 40,000 呎）當噴射氣流流動途中，如發生若何波動，則此主流層所受之影響，常較其他各層爲大，此種現象特別是當噴射氣流比較衰頹時爲顯著。爲求瞭解200mb上空，噴射氣流與龍捲風發生的關係，吾人正從事一有系統之研究，本文爲該項研究報告之第一篇。



圖二、1955年 4 月 22 日2100CST 200mb 高空圖粗實線示噴射主流，細實線示間隔400呎之等高線，斷線示5°C之等溫線

從 200mb 定壓面圖之研究及一般現象之觀察，我們察知龍捲風大致發生於200mb 及—60°C等溫線附近；更明確些說，最易發生之區域在—60°C冷區（Cold Pool）之西部及南部。吾人現正研究以此種觀測所得之

結果，再與其他常用之氣象參變數相配合，作爲預報工具的可能性，以研究龍捲風之發生；據「美國氣候資料統計」六卷二至五期（1955 年 2 月至5月）顯示，在該四個月中，美國西經 105° 以東的區域（即美國東半部），共發生龍捲風 261 次，吾人即以該季全部龍捲風爲對象，以研究其發生與高空氣流之關係。發覺下列二點值得研究：

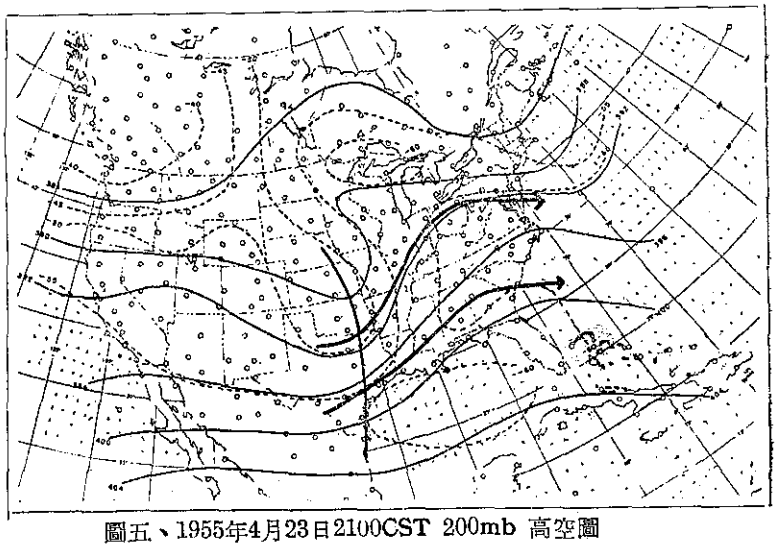


圖四、1955年4月23日0900CST 200mb 高空圖

①如圖一所示，龍捲風的發生，以—60°C 附近所佔百分比最高（87%），其範圍約爲—60°C±2°C區域。至於高空探測所得紀錄之儀器差誤，據美國天氣分析中心最近出版之手冊指明，無線電探測儀所測溫度紀錄之誤差在 400mb（約24,000呎）以上約爲±2°C。

②當上述 261 次龍捲風發生時，大多適有 200mb 噴射氣流位於發生區上空；少數情形，200mb噴射主流雖未出現，但仍有翼流或副流（Minor or Secondary Jet）正通過該區域上空。在歷次龍捲風紀錄中，祇有六次，其高空風速低於 50 浬，而此數次的龍捲風，均顯得不活躍而比較孤立。

此外，200mb 噴射氣流經常與對流層頂(Trapopouse)聯接存在於高空，因此最便利之方法，莫過於利用現有之對流層頂圖（按該圖由美國天氣分析中心逐日以傳真機傳送至全國各台站），以尋找可資利用之—60°C 等溫線，而對流層頂之資料及現況，也有助於龍捲風發生之研判，茲分四點說明：



圖五、1955年4月23日2100CST 200mb 高空圖

①對流層頂底層或下部的溫度（對流層頂不止一層時，以較低者之溫度爲準），接近 200mb 易生龍捲風之溫度（即—60°C)時，每有龍捲風發生，在以往紀錄中，有87%係發生於—60°C±4°C之範圍中。

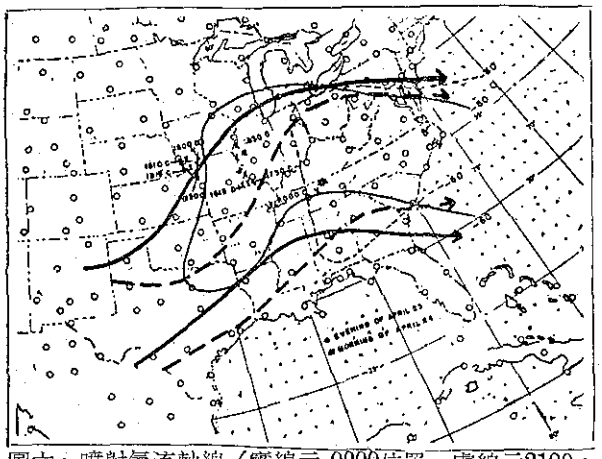
②對流層頂早經發現有構造重複（即不止一層）之現象，此種現象有人稱之爲「葉面效應」(Leaf Effect），此種複層之對流層頂，於龍捲風發生後，每合併爲一層，在以往所發生之例證中，半數以上均屬如此，約爲67%。

③由以往歷次龍捲風所發生之情形統計，其時對流層頂之高度，均在 190±20mb 範圍。

④據以往紀錄顯示，對流層頂之位置溫度（Potential Temperature）爲—62°C者有 13 次，—67°C 者 26 次，—72°C 者則爲 11 次。

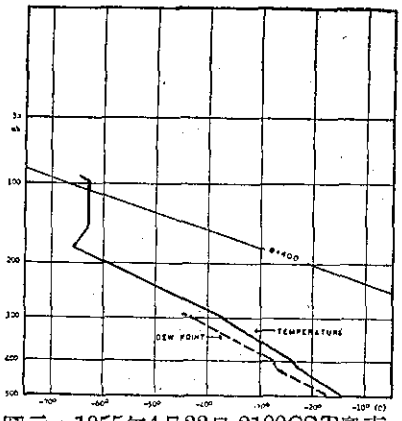
1955年4月22及23兩日所發生之龍捲風群，極有助於此一問題之研究，圖二爲1955年4月22日2100 C.S.T.（美國標準時間）之 200mb 高空氣流圖，圖中所示：槽線於卅六小時以前進入美國西北部，現正位於西部高原區（Continental Divide），脊線則在美國中西部（Mid-West），—60°C 之等溫閉合曲線佔據了美國中東部

(East-Central) 的大部分，其南北大致以兩條噴射主流爲界，南邊之一支主流穿過奧克拉荷馬 (Oklahoma)自西南流向東北；圖三表示龍捲風之發生與—60°C 等溫線的關係，由奧克拉荷馬城2100C.S.T. 紀錄顯示，在該測站上空對流層頂之高度爲 176mb， 同高度之等溫線爲—66°C。圖四及圖五分別 1955 年 4 月23日 0900 及 2100C.S.T. 之 200mb 高空氣流圖，此二圖顯示槽脊線均已隨—60°C 等溫線向東移行，兩條噴射主流仍然存在，但已明顯向南移動。圖六顯示龍捲風發生之地區及噴射氣流與—60°C 等溫線之位置，在此圖上，可以明顯看出龍捲風發生區，係位於 —60°C等溫線之西緣，而低空的大氣狀況，則協同決定—60°C 所可影響的緯度範圍。圖七 A.B. 分別爲 4 月22 日 2100C.S.T. 及 23 日0900C.S.T. 奧克拉荷馬城第二次發送（即 500mb以上之資料）之上層壓溫圖，由此相差十二小時的兩圖比較觀察，可以看出對流層頂已有顯著降低，而在對流層頂之溫度，則已上升。圖八A.B爲哥倫比亞（米蘇里州）500mb 以上高空壓溫圖， 由此二圖比較， 溫度仍有明顯上升，但對流層頂則僅有些微下降。J. R. Stinson於研究特克薩斯州 (Texas) 瓦科 (Waco) 龍捲風群時，亦曾發現對流層頂之高度在—60°C 時變率最大，並且具有下沈特性。



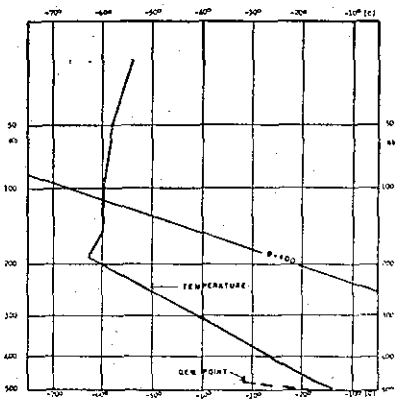
圖六、噴射氣流軸線（實線示 0900位置，虛線示2100z位置）和-60°C 等溫線與龍捲風發生之關係×示23-24日所發生之龍捲風

圖七A.



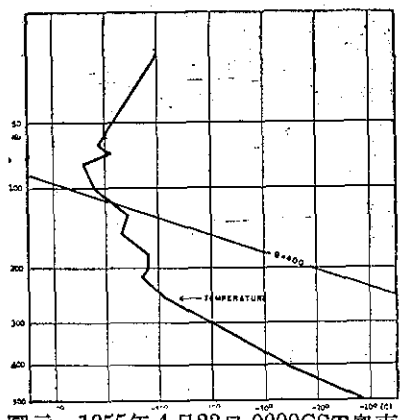
圖示：1955年4月22日 2100CST奧克拉荷馬城500mb以上高空溫濕情況

圖八A.



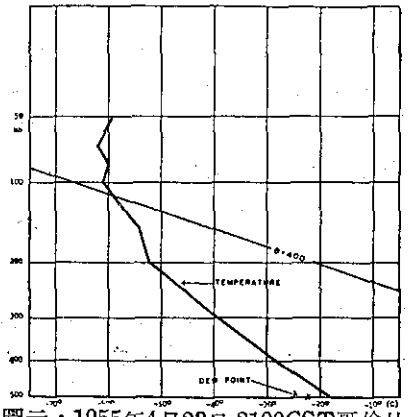
圖示：1955年 4月 23日 0900CST哥倫比亞500mb以上高空溫濕情況

圖七B.



圖示：1955年 4月23日 0900CST奧克拉荷馬城500mb以上高空溫濕情況

圖八B.

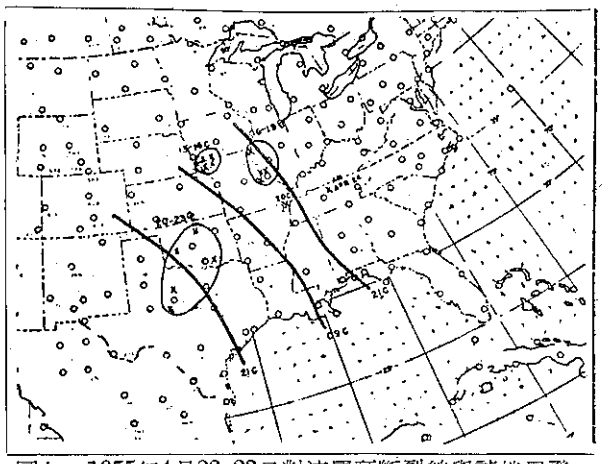


圖示：1955年4月23日 2100CST哥倫比亞500mb以上高空溫濕情況

噴射氣流經常出現於對流層頂之下，如對流層頂係複合者，則常出現於二對流層頂之間，又對流層頂溫度最低部分常在較高的一層處；在一般情況下，其最冷部分常在上層脊部的西方，此區最易被積雨雲侵入，由强烈對流所形成的積雨雲滴，常自低空被携入

高空，此種雲滴因係來自低空，故較周圍氣溫爲暖，依據雷達及機師報導，極端劇烈之氣流運動(包括龍捲風)經常伴同積雨雲發生，並常可升達甚大高度。

圖九爲廿四小時內對流層頂之斷裂線與龍捲風發生的時間關係圖。—60°C 等溫線與龍捲風之發生具有密切關係，業經確立，但目前尚難採爲預報工具，龍捲風發生於—60°C 區內的一個可能解釋，是因其發生適在最大的水平輻散區，此區係在400mb 至 200mb 間，最多在 300mb 高空，而最高時，可接近 200mb 高度。至於對流層頂高度本身並不能視爲龍捲風發生之直接原因，但對流層頂的變化，斷裂，或因其下沈而引起的位置變化，均足影響龍捲風群之發生，惟此種影響是否爲龍捲風發生之主因抑僅爲其中助力之一，尚難斷言，本文之成，因僅採用一季龍捲風之觀測資料，故未敢遽下結論。



圖九：1955年4月22-23日對流層頂斷裂線與龍捲風發生之關係，粗黑線示斷裂線，細線示龍捲風之區域，×示發生之地點

註：本文譯自Bulletin of AMS, Sept. 1956.

(上接第16頁)

⑤颱風或熱帶氣旋之動態。

至於其他，均屬次要。而雷達之用於氣象其他工作方面，如測風之類，不在本文討論之列，不贅述。

五、參 考 資 料

1. "The use of Radar in Weather Forecasting" M. I. T. Dept. Met. Technical Report No.20-Nov. 1952.
2. Radar Obs. of Florida Hurricane Aug. 1949" Uuiversity of Florida, Engineering Dept., Report No. 29, Oct., 1949.
3. "Structure of Hurricanes as determined by Radar" Harry wexler, Annal. N. Y. Acad. Sci. Vol XLvIII Art. 8.
4. "Hurricane Edna, 1954" U. S. W. B. Monthly weather Review Vol. 82, No.9, Sept. 1954.
5. "Propagation of short Radis Waves" Donald E.. Kerr (Mcgraw Hill, 1951)
6. "Weather" Vol. 3, 1948
7. 'Radar storm observation" M. G. Ligida (Compendium of met.)
8. "Theory and Observations of Radar Storm Detection" R. wexler (compendium of met.)
9. Attenuation of centimetre & millimetre waves by Rain, Hail, Fogs & Clouds" J. W. Ryde & D. Ryde. G. E. C. Report No. 8670,may1945.
10. "The Relation of Drop Size to Intensity" J. O. Laws and D.A. Parson, Trans. Amer. Geopheys. Union.
11. "Physics of the Air" W. J. Humphreys.
12. "Effect of Attenuation on the Choice of Wave length for Weather Detection by Radar" W. Hitschfield & J. S. Marshall. Proc. I. R. E. Amer. Vol.42 No. 7, July 54.

定壓面飄流氣球軌跡在氣象上之應用

時鼎節譯

一、引　　言

爲應海軍研究所之請求，加州大學氣象系於 1953 年夏季，擔負起定壓面飄流氣球(Constant-Presscure Balloons, 簡稱CPB) 所得資料應用於氣象方面之研究工作。藉此一研究希望能解答以下三個問題：

①定壓面飄流氣球能獲得若干有用數量？

②定壓面飄流氣球所得資料，如何應用於逐日天氣預報上？

③如何利用定壓面飄流氣球資料以發展並校驗動力學上各項理論與模式？

本篇報告可獲得上述問題之部份解答。一般言之，定壓面飄流氣球不但可供給預報人員，在無法實施探空觀測區域之高空資料，而且對有高空探測之區域言，亦是報告來源之另一種有效方法。對於氣象研究方面，定壓面飄流氣球可供給許多先前無法獲得之有用數值。雖然就目前之準確度言，並不一定均能與理論相印證，但對某些目的，已因此獲得了進展。

本篇結論之獲得係基於海軍研究所於 1953 年春季及夏季，所施放之八次定壓面飄流氣球所得資料之分析。該飄流氣球係繫一置有五十瓦特高週率發射機之飄流探測儀，(Transosonde System)，其路徑追踪由聯邦通信委員會(FCC)之雷達網負責。氣球在空中飄流之平均時間爲六十六小時，平均軌跡之長度爲四千五百四十哩。上述飄流氣球係在 Minneappolis 地方施放，其飄流高度約近 300mb 之等壓面上，由美國境內聯邦通信委員會所屬之十五個測向台，阿拉斯加二個測向台及夏威夷測向台負責追踪。每隔二小時接收信號一次，這些訊號後來在華盛頓加以分析，決定其各時間所在之位置。各點位置之準確率，依據訊號接收情形良窳不同，分爲「佳」、「可」、「劣」三類，其偏差各在二十、四十、六十哩之半徑範圍內。另外該點位置之固定如少於四個測向台之報告，則稱之爲「估計」決定者。

圖一爲根據上述準確度分法所繪成之八次氣球軌跡，各點所圍之圓圈愈小，位置愈準確。另外以"E"表示估計或外推法定出者。實線之氣球路徑屬白天，斷線者屬黑夜。一般言之，如該報告距離測向台位置愈遠，準確度愈遜。其準確度並復有一日際變化，此因測向儀晚間所接收之訊號較白天爲劣之故。此種變化可在後面所述"993"號氣球之路徑中明顯看出。

二、水平速度與加速度之測定

由等壓面飄流氣球軌跡獲得之最明顯數值，當推水平(等壓面)速度與加速度。如果氣球各點的位置充分準確，則連續位置間之平均速度即可決定。同樣，如所決定之速度充分準確，則平均加速度亦可算出。由所得加速度數值，即可決定地轉風與等高線之走向及間隔。在各位置內，平均速度之準確率當隨各位置間時間間隔加長而增加，如速度與速度之關係亦如是。

如果 σx 與 σy (固定座標軸上之標準偏差) 各爲獨立，並分佈正常，且如 $\sigma x=\sigma y$, 則速度與加速度之標準偏差即可藉以下公式表示： $\sigma v=2^{\frac{1}{2}}\sigma x/T$, 及 $\sigma a=2\sigma x/T\tau$, 此處 T 爲各固定點間之時間間隔，τ 爲連續速度值間之時間間隔。如上述關係充分準確，則各點之距離必將大過標準偏差數倍以上。

固定座標軸之標準偏差，本來可藉分析氣球上所携照相機，對其下地形之攝影而獲得指示。但不幸以上所述之幾次飄行中，照相機內之時間紀錄器均告失靈，故對應於各測向儀所得路徑之沿途攝影位置無法確定。而僅有七點位置有攝影軌跡可以比較，這些點經正確估計距攝影軌道之標準偏差爲 5.8 浬，故吾人可作一合理之假定，即沿氣球路徑之標準偏差應與此近似相同。

以上所得數值代入上述公式中可得 $\sigma v=8.2/T$, 及 $\sigma a=11.6/T\tau$ 。爲計算方便及爲消去短時間內之不重要變化起見，吾人並定T＝4 小時，$\tau=8$小時。

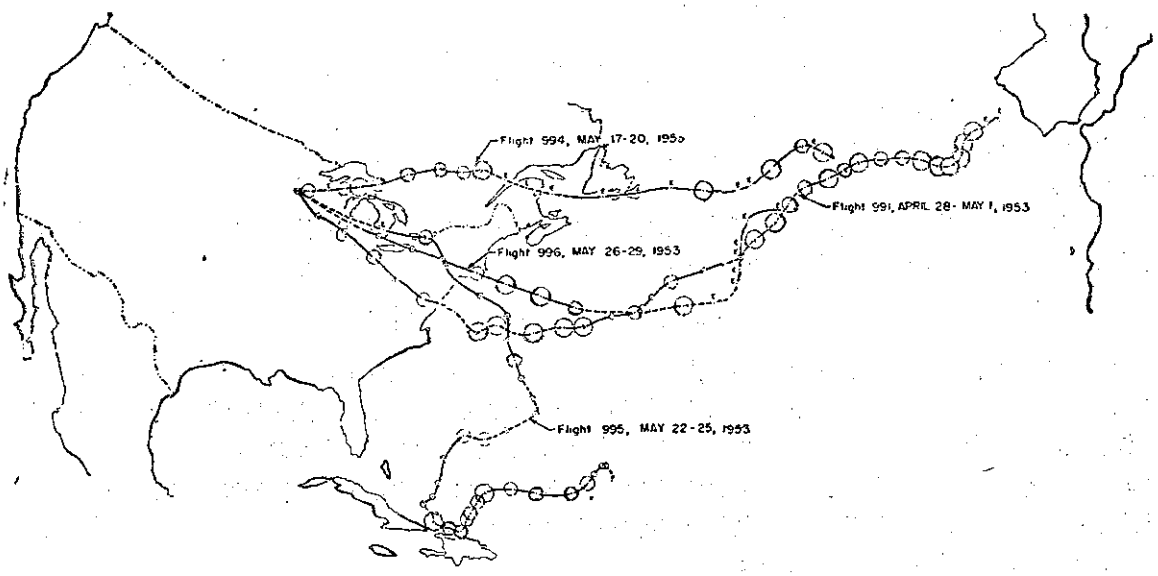
如果氣球實際位置之範圍有 90%係在圖一所示小圓圈內，則座標軸之標準偏差大約爲 $1/3$ 於此範圍 (Brooks, 1953)，亦卽「佳」爲 6.5 哩，「可」爲 13.1 哩，「劣」爲 19.7 哩。又因由測向儀所定出之二百五十二個位置、「佳」、「可」、「劣」三者數目之比率爲近似相同，故各平均座標軸之標準偏差約爲十三哩，此值並

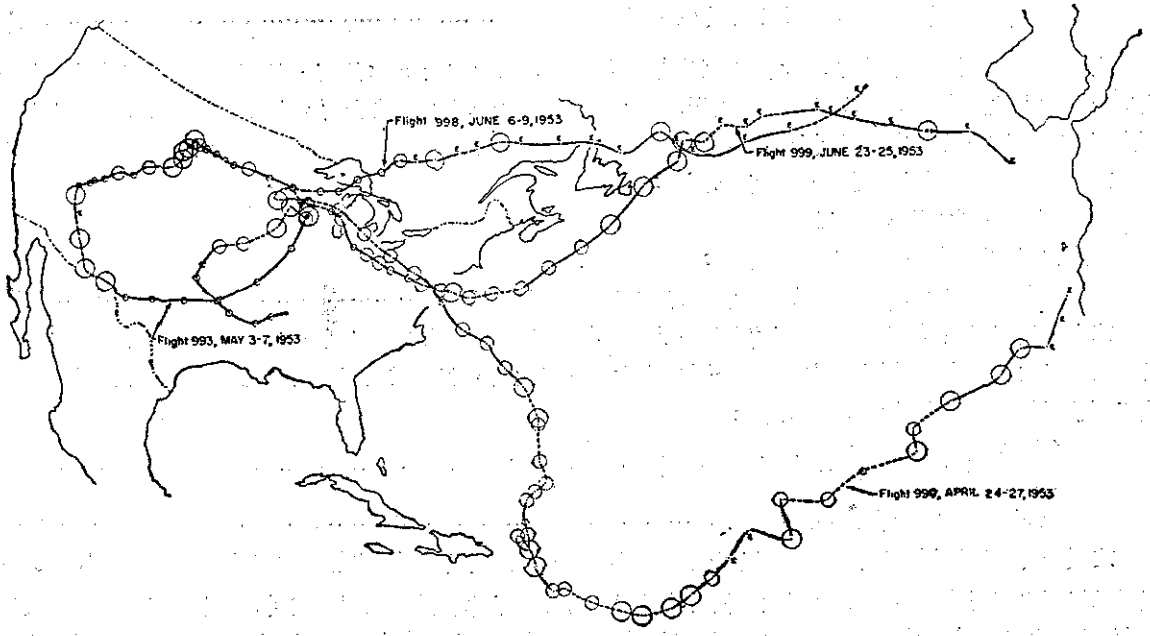
與先前所選定 T 及 τ 代入公式可得： σv（速度標準偏差）=4.6 kts σa（加速標準偏差）= 0.82kts/hr。

如定壓面飄流氣球與規定 300mb 等壓面偏差不過大，則其速度與加速度即可視爲 300mb 層上實際風之數值。計算風切變（Wind Shear）並乘以氣球距 300mb 層之距離，可知此種效應僅有極小之差誤。檢查一百五十次例子，由此效應所產生之速度標準偏差僅 2.3kts，加速度者爲 0.36kts/hr 二者均在允許之 10 %誤差範圍內。

三、溫度、降溫率、風切變，及垂直運動之測定

本文所述之各次飄流氣球，除了僅作氣球位置之決定外，其它各氣象因素均未作量度，但此並非不可能之事，在最近將來並將增加對其他各因素之觀測。





圖一：300mb層上飄流探測儀之八次軌跡，各點位置間隔爲二小時，圓周大小表位置之準確度（愈小愈準確），藉估計或內插法決定之位置以「E」表之，白天測得之軌跡用實線，夜間者用斷線。

首先論及溫度，吾人如將適當之通風溫度片（Element）放置於飄流氣球所携之儀器內，則相信其所獲得記錄，將不亞於雷送（Radiosonde）測得者。當然亦可能有差誤，因飄流氣球有時可能與指定飄行之等壓面層發生頗大之偏距，但如氣球所在實際高度之氣壓能行播出，則其溫度誤差可藉降溫率量度充分削減之。

降溫率(Lapse rate)之數值可藉氣球下方不同高度上懸掛溫度片以測出，其準確度可高達 0.02C/100m.。至於經過發射及接收系統後是否仍能保持不變，則尚不敢斷言。

氣球高度之測量（將所在等壓面高度值播出），現在尚無辦法解決。但吾人已知，等壓面之坡度可藉氣球水平運動而準確決定，這是極有應用價值之資料。

藉穿過氣球底部及相對於氣球位置空氣運動之量度，風切變之值即可得出。相對風速大小之測量現已發展有數種方法，至其方向之決定則殊爲困難。因無法固定方位去量度相對風速之方向。但無論如何僅知相對風速之「大小」亦已甚有價值。

速度垂直分力之直接測量尚有賴於儀表之設計。捨直接測量外，如果溫度與降溫率之值充分準確，垂直運動尚可藉絕熱假定計算得出。

高層（High Level）飄流之氣球，對濕度測量所遭受之困難情形亦與上述垂直運動情形相似，特別是在水氣含量稀少之時。

其它觀測，例如輻射，傳導率等亦可設計求得，但恐難收應用之效。對於其他特殊項目之研究，亦頗可藉飄流氣球以達成之，唯對一般天氣及動力學目的，則以上所討論之各種因素已夠應用。

四、地轉風速度與氣壓梯度之計算

由於以上之討論，可知在某種情況下，由氣球軌跡測得之速度與加速度，其誤差可小於一次（Order）該量之平均值。所引起之問題厥在如何將這些數據善加利用。無論在理論與實用觀點上，最饒興趣之氣象變數當推風速本身，此可藉氣流線與等風速線之製繪表示出。同樣，加速度在動力學觀點上亦然，其值可以大小及方向表示之。就目前情形言，定壓面飄流氣球所獲數值僅能作探空氣球資料補助之用，故其測量及分析方法，均應與雷送資料所用者相同。以下則爲飄流氣球資料對氣壓場分析及應用之討論。

運動方程如以向量表示可寫之如下：

$$\frac{d}{dt}(v+wk)=-\alpha\nabla p-2\Omega\times(v+wk)-\nabla\Phi+F, \quad (1)$$

此處 v 表速度之水平分力，w 爲垂直分力，k 爲垂直單位向量，α 比容，P 氣壓，Ω 爲地球轉動角速度，Φ 爲重力位（Geopotential），F 爲渦流切應力及物體內其它各力之合力。如欲消去方程中之垂直分力，可應用垂直單位向量 K 之向量（十字）乘法。

現再從地轉風公式中求地轉風速度（v_g）：

$$V_g=-(\alpha/f)\nabla P\times K,$$

此處 $f=2\Omega\sin\varphi$，φ 緯度，故可得：

$$dv/dt\times K+wv\cdot\nabla K\times K=f(v_g-v)+2w\Omega_H+F\times K \quad (2)$$

式中左端第二項（由地球之圓度"Sphericity"引起者），及右端第二項，極易看出其大小至少小過其它各項數值二次（Order）以上。右邊第三項F值之大小無法知道，但通常均認爲其值在自由大氣中爲甚小。略去此三項並以氣壓爲縱座標，則吾人可得：

$$\left(\frac{dv}{dt}\right)_P\times K+\omega\frac{\partial v}{\partial p}\times K=f(v_g-v) \quad (3)$$

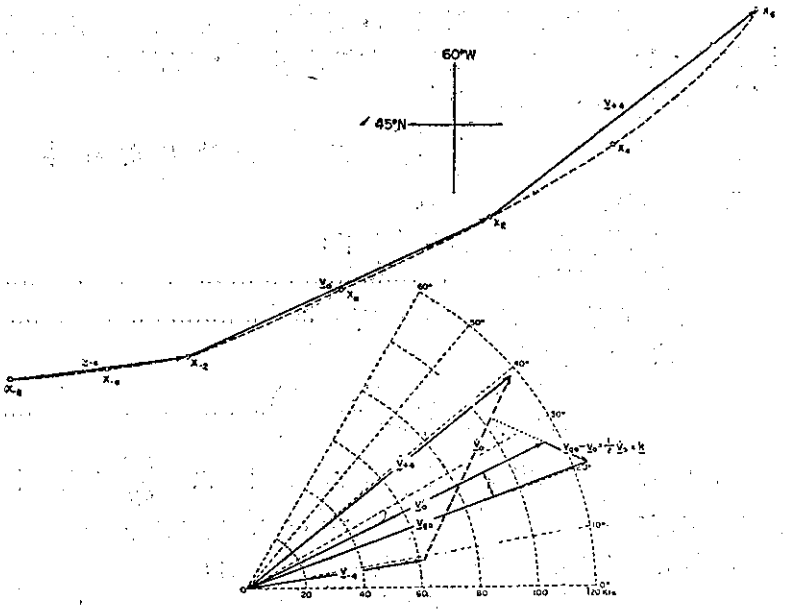
$$(dv/dt)_P\equiv(\partial v/\partial t)_P+v\cdot\nabla_P v \quad (4)$$

式（4）代表停留在定壓面層上空氣質點之加速度，此與飄流氣球測得之加速度甚爲接近。$\omega=d_P/dt$ 爲空氣質點氣壓之個別（Individual）變化，相當於以高度爲縱座標中之垂直速度。式（3）中第二項包括垂直速度 d_P/dt 及垂直風切變 $\partial v/\partial p$。前已指出這些數量可從定壓面飄流氣球所測得數值中算得，但在本處幾次例子，均未作計算，如欲量度此項（式中第二項）之大小，其中垂直速度可以絕熱法（Adiabatic Method）利用「雷

送」測得之溫度與降溫率數值計算得出。至於風切變數值，可自雷文 (Rawin) 及地面經緯儀氣球觀測 (PIBAL) 資料中獲得。此外式（3）中垂直運動項之平均數，大小約爲其它各項者之20—25%。對現有飄流氣球資料應用時，吾人可應用以下之近似公式則可。

$$(dv/dt)_P \times K \approx f(v_g - v) \cdots (5)$$

式（5）說明地轉向量偏差爲緯度及加速度之函數，其方向與加速度向量成直角。圖二所指示者爲應用公式（5），在氣球軌跡中計算地轉風及氣壓梯度之方法，圖中上部圖解爲"999"號飄流氣球之部份軌跡，表示十二小時內之位置，間隔爲二小時，中間點 (X_o) 之時間爲1953年6月24日1100GCT.。中間時間之速度係其前後各二小時內共四小時移動中計算得出。中心點時間之前四小時及其後四小時之速度亦以同樣方法求得，計算方式爲測定各點間之距離數值再除以時間。



圖二：地轉風偏差計算法，圖上之一部份爲"999"號氣球，十二小時之軌跡，各固定點之時間間隔爲二小時，速度爲四小時之平均值。圖中下一部份示在極座標圖解中之速度向量，藉之可決定加速度與地轉風之偏差。

底部爲極座標圖解，速度係以向量代表，在中點時間之加速度求法，爲其後四小時速度以向量減法，減去其前四小時之速度再除以其間八小時之時間差。上已述及地轉風偏差爲垂直於水平加速度上之向量，其大小等於加速度值除以偏向力參數。該值可繪於中點時間速度向量之末端上（見圖）。將二者用向量加法相加則爲地轉風速度。偏角數值可自衡量地轉風風速與實際測得風速兩者間交角而得。由地轉風風速則可用通用方法求得等高線之走向及間隔。

除計算等高線之走向及間隔外，各等高線之高度值亦可望求出，但定壓面飄流氣球之高度，除了依賴穿越等高線之運動（可以計算出）外，尚有賴等壓面高度值之局部變化。爲了加入這些項目，吾人可採取公式（1）與 $\vec{v}$ 方向單位向量 t 之無向量乘法 (Scalar Product)。由此得：

$$\left(\frac{dv}{dt}\right) + w(v \cdot \nabla K) \cdot t = -\alpha \left(\frac{\partial p}{\partial s}\right)_\Phi - 2w\Omega \cdot n + F \cdot t \cdots\cdots (6)$$

此處 n 爲垂直於 v 之單位水平向量， s 爲在 v 方向所量得之距離。並如前述略去由地球垂直運動之偏向力效應，及渦流切變力等所引起不重要項目得：

$$(dv/dt)_P + \omega\partial/\partial p = -(\partial\Phi v/\partial s)_P \cdots\cdots (7)$$

此處速率變化重又還原爲如式（3）之形式，氣壓梯度力則以等壓面之斜度表示。飄流氣球所受到之重力位變化率如下式：

$$(d\Phi/dt)_P = (\partial\Phi\partial t)_P + v\,(\partial\Phi/\partial s)_P \cdots\cdots (8)$$

代（7）入（8）得：

$$\left(\frac{d\Phi}{dt}\right)_P = \left(\frac{\partial\Phi}{\partial t}\right)_P - v\left(\frac{dv}{dt}\right)_P - v\omega\,\frac{\partial v}{\partial p}\text{。}$$

順沿氣球軌跡積分之：

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \int_{t1}^{t2}\left(\frac{\partial\Phi}{\partial t}\right)_P dt - \frac{v_2^2 - v_1^2}{2} - \int_{t1}^{t2} v\omega\,\frac{\partial v}{\partial p}\,dt \cdots\cdots (9)$$

右邊第二項可由定壓面飄流氣球資料中算出。

第三項可利用適當之器械裝備求得，計算無線電測風所獲資料顯示該值甚小，與公式（3）中該項之情形同。但第一項，等壓面高度值之局部變化却不能忽視，且不能藉氣球軌跡量度求得，惟各項之相對大小，在下述"993"號氣球中可獲得指示。

五、垂直速度之計算

此處係用絕熱法以求垂直速度。

一移動空氣質點之溫度變化可示之如下：

$$dT/dt=\omega dT/dp \qquad (10)$$

或 $$dT/dt=(dT/dt)_P+\omega\partial T/\partial p \qquad (11)$$

就上兩式求 w 得：

$$w\equiv\frac{dp}{dt}=\left(\frac{dT}{dt}\right)_P\Big/\left(\frac{d\Gamma}{dp}-\frac{\partial T}{\partial p}\right) \qquad (12)$$

式中 $(dT/dt)_P$ 可自定壓面飄流氣球所測溫度中算出，$\frac{\partial T}{\partial p}$ 爲降溫率（係以氣壓代替高度）亦可獲自飄流氣球上，dT/dp 值在雲內用飽和絕熱降溫率，雲外則用未飽和者。

垂直速度 w 與空氣頂點氣壓個別變化ω間之關係爲：

$$w\equiv\frac{dz}{dt}=\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_P+v\left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_P-\frac{\omega\alpha}{g} \qquad (13)$$

此處 z 爲空氣質點之幾何高度。如上節所述，上式右端三項中之第一項不能單獨藉飄流氣球資料算出。爲了獲得該項大小之一般概念，我們曾在各飄流氣球施放期內，就 300mb 圖中之 300 次雷送報告以計算平均 12-hr 高度變化，此平均值爲 0.11cm/sec. 另外，第三項（係自沿氣球軌跡之 12-hr 溫度變化中算出）爲 280cm/sec 從軌跡資料可見第二項之值亦極小，平均僅 0.09cm/sec. 故公式（13）中前兩項可以略去不計，如此則垂直速度可用以下兩式自飄流氣球資料中求出。

$$w\approx-\frac{\alpha\omega}{g}=\left(\frac{dT}{dt}\right)_P\Big/\left(\frac{d\Gamma}{dz}-\frac{\partial T}{\partial z}\right) \qquad (14)$$

及 $$\bar{w}\approx-\frac{T_2-T_1}{(\Gamma-\bar{\gamma})(t_2-t_1)} \qquad (15)$$

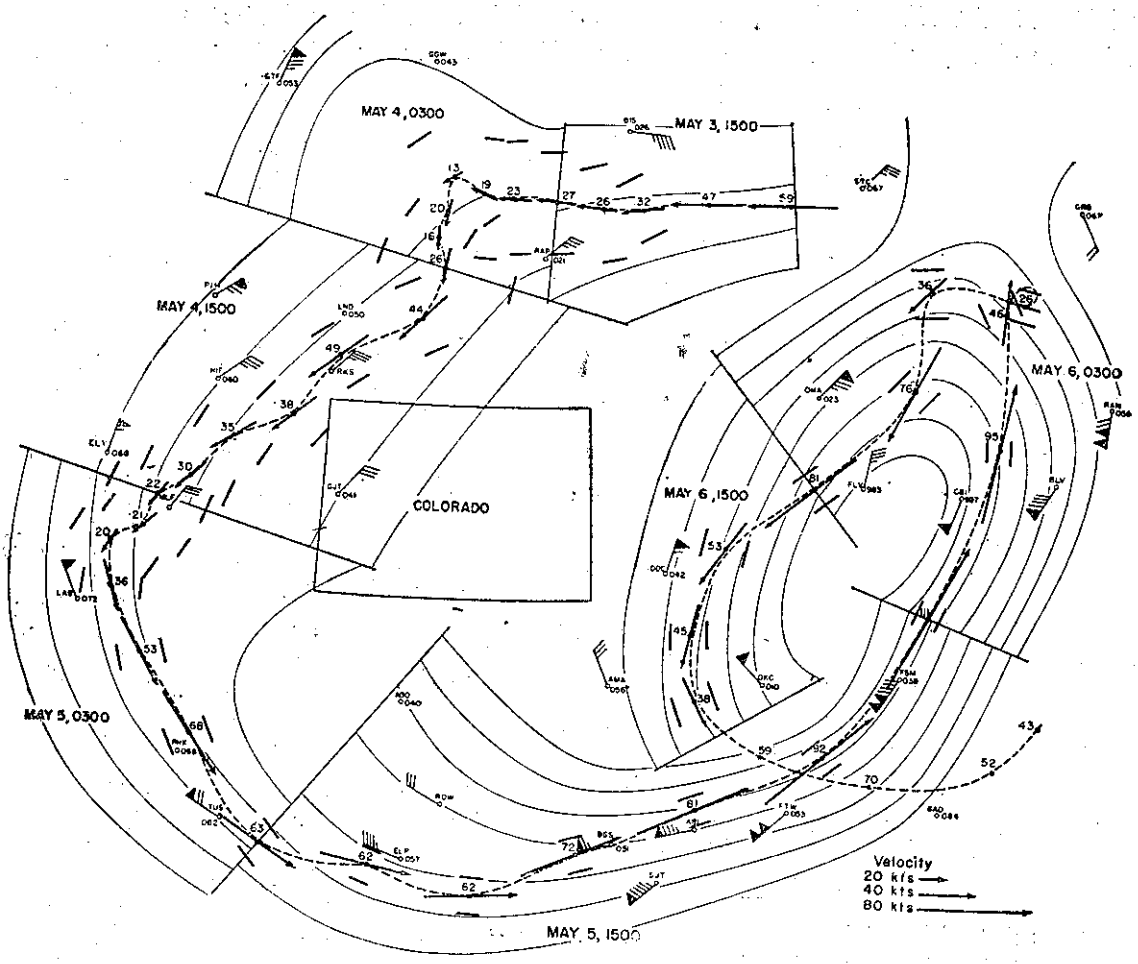
此處 $\bar{w}$ 爲 t_2-t_1 時間內之平均垂直速度，Γ 爲溫度隨高度遞減之程序率 "Process Rate"（對未飽和絕熱程序言 $\Gamma=g/C_P$），$\bar{\gamma}$ 爲氣球飄流時間之平均降溫率，T_1 及 T_2 各爲沿等壓面軌跡 t_1 及 t_2 時間之溫度。由公式（15）所決定之垂直速度之準確度，完全視溫度差（(T_2-T_1) 及降溫率（$\bar{\gamma}$）準確與否而定。

六、"993"號定壓面飄流氣球分析

"993"號氣球爲試驗上述各種計算方法應用價值之最適當例子。該氣球係在高空氣旋之北，東風區域內施放，環繞該氣旋一週，回復原施放點後，復繞緩行之氣旋中心飄流，在降落田納西州之前幾乎又轉了一週，全部行程爲五千哩，飄行時間爲八十八小時。

圖三所示爲該氣球之軌跡，其中並附有由該氣球獲得之各種資料，及由另一未獲悉氣球軌跡人員，根據探空資料獨立分析所繪成之對應 300mb 高空圖。4—hr 平均速度係以箭頭表示。速率（浬/時）除以箭頭長度表示外，並另在其旁註明數值。本圖中未附有由計算所得之加速度。在等壓面上之加速度值，僅需考驗沿氣球軌跡之速度變化則可求得。在計算飄流氣球之加速時，必須包括垂直速度項。此外本圖亦未附有藉加速度及速度所導出之地轉風數值。至 100 呎等高線之間隔及走向，則以短划繪於 2—hr 位置之兩側。用以繪製 300mb 圖之雷送及雷文資料則以慣常方式表示，等壓面高度數值僅列三位數字（十、百、千）。各合成之片段 300mb 圖之時間，與該段氣球軌跡中間點之時間相合，各圖相鄰處以直線隔開，圖中並加繪科羅拉多（Colorado）州之輪廓及相對位置，其南北距離爲四個緯度或二百七十六哩。

現在先比較各雷文站附近由飄流氣球測得之風速，與雷文測得之風速，由圖可見無論風向或風速均其相合，由此可對飄流氣球所測得數值之準確度增加信心，另外亦可證明無線電測風資料之可靠。至其間稍有矛盾之處，



圖三：“993”號氣球軌跡，各固定點之間隔爲二小時，速率爲四小時之平均值（註在各點位置之旁，單位爲kts），箭頭長短以速度大小決定。實線爲等高線。各位置兩側之短劃代表由氣球軌跡決定之等高線間隔。各片段 300mb 圖中之時間於對應氣球軌跡中間點之時間同。

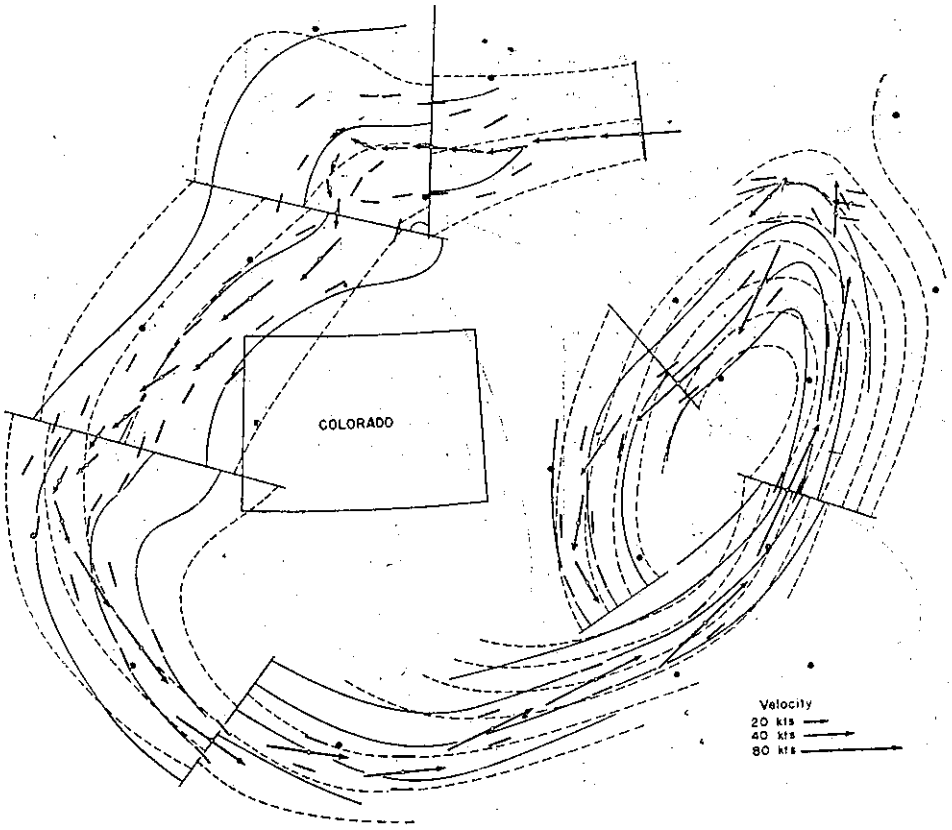
可能由於位置與時間之差別所致，此外因一爲四小時平均速度，一爲二分鐘平均速度，以及一方或雙方測量時發生之誤差亦爲造成「差異」之因素。

比較由軌跡速度得出之加速度，與 300mb 等高線上所示之加速度，其準確程度亦極令人滿意。在5月3日 1500GCT. 至5月4日 0300GCT 之間空氣減速，氣球顯示有一穿越等高線往高值方向之軌跡，在 5 月 5 日 1300GCT 至 2100GCT 間，沿氣球軌跡之空氣速度增加，氣球則穿越等高線偏向低值方向進行。而在5月5日 2100GCT 至5月6日 0300GCT 時間內，氣球幾乎直接穿越等高線飄向高重力位方向，且空氣急劇減速，並作環狀彎曲。

最後，吾人比較兩不同來源之等高線間隔與走向。在5月3日 1500GCT ，因氣球尚未升達 300mb 等壓面，故加速度與地轉風不能從氣球軌跡中算出。在5月4日 0300GCT 等高線之間隔較根據氣球軌跡算出者爲闊，惟方向仍相同。根據分析得出之高度值，可允許由氣球軌跡得出者之較窄間隔。5月4日 1500GCT 之情形亦然。在以上兩種情形，後者間隔能促使等高線梯度更平滑及漸次之變化。在5月5日 0300GCT 之情形，由計算得出之間隔及走向與分析得出者略有不同。等高線走向變化係由於分析人員誤以爲 Las Vegas 之風則爲梯度

風氣流，而實際由沿氣球軌跡得出之速度變化顯示並非如上述之情形。至於間隔，如細加分析兩者仍能滿足。在5月5日 1500GCT 氣球軌跡與等高線則頗相一致。5月6日 0300GCT 時之位置甚爲特別，竟成環狀，因此，根據八小時平均加速度所作之計算並不能代表瞬時之氣壓場，但即使如此，仍甚相一致。

綜上所述，可見由雷送得出之等高線與飄流氣球軌跡獲得者均相一致，兩者所得等高線之間隔及走向偶有差異時，可認爲後者更具有代表性。極爲明顯，除了雷送資料外，如能將由飄流氣球軌跡得出之加速度加以利用，則對氣壓場之分析將獲助甚多。此外應該指示者，在繪製等高線時，應特別注意實際測得之風與地轉風及梯度風間之關係。



圖四：由 "993" 號氣球軌跡求得之等高線（實線）與由雷送資料及風分析得出之等高線（斷線）兩者之比較。

現再討論由定壓面飄流氣球單獨決定之等高線場應用價值。圖四爲由飄流氣球軌跡得出之 300mb 等高線及由雷文，雷送得出等高線型式。此處係由數張連續之圖併合而成（因各部份時間不同），但我們可以想知對某一特定時間同樣之圖，可由每十二小時施放一次之各 12—hr 軌跡計算繪出。在各 2—hr氣球位置附近，繪有由前述方法所決定 100 呎等高線之間隔及風向量，然後並就軌跡之各 12—hr 部份繪成等高線圖（由代表該圖時間之中間點資料開始繪製，並向兩邊分別延長而得）。

通常以此方法分析繪出之 300mb 等高線，及其間隔與走向均與雷送者相符合。由圖可見，即使僅有一次定壓面飄流氣球，已能給出一廣大區域等高線型式之良好代表。

又上第四節中已指出，計算氣球所在位置之 300mb 層高度時，所用公式（9），其中有數項數值不能單獨藉飄流氣球資料計算出。此處 "993" 號氣球軌跡完全在美國無線電探空網最稠密之地區內，故它可供給比較該公式中各項數值之大小之機會。

先計算第一項——由局部高度變化所引起 300mb 等高面高度之變化，現再將氣球軌跡以十二小時間隔分段，並根據雷送觀測繪成 12—hr 局部高度變化之等值線。另外並算出沿各 8—hr 氣球軌跡內之平均局部高度變化（此處須假定 12—hr 期間內高度變化場不變）。

公式（9）中右端第二項係直接從定壓面飄流氣球速率中算出。第三項（該項可能藉飄流氣球內裝以特別器械以算出）係根據沿氣球軌跡附近原有雷文測站所得風切變數值中求得。垂直速度係得自飄流氣球之速率及根據絕熱法之計算。

表一則示在氣球飄流時間中，由上述方式計算得各8—hr軌跡部份之各項數值，第二行至第四行爲個別項目，第五行爲計算所得之各段軌跡最末位置之高度值，第六行爲相同於第五行內各位置上雷送測得之高度數值。該兩高度值均甚接近，偶有超過100呎之差數，可能爲計算公式（9）中三個項目時所產生之誤差，或者由於雷送資料時間差異，或等高圖分析時所造成之差誤。

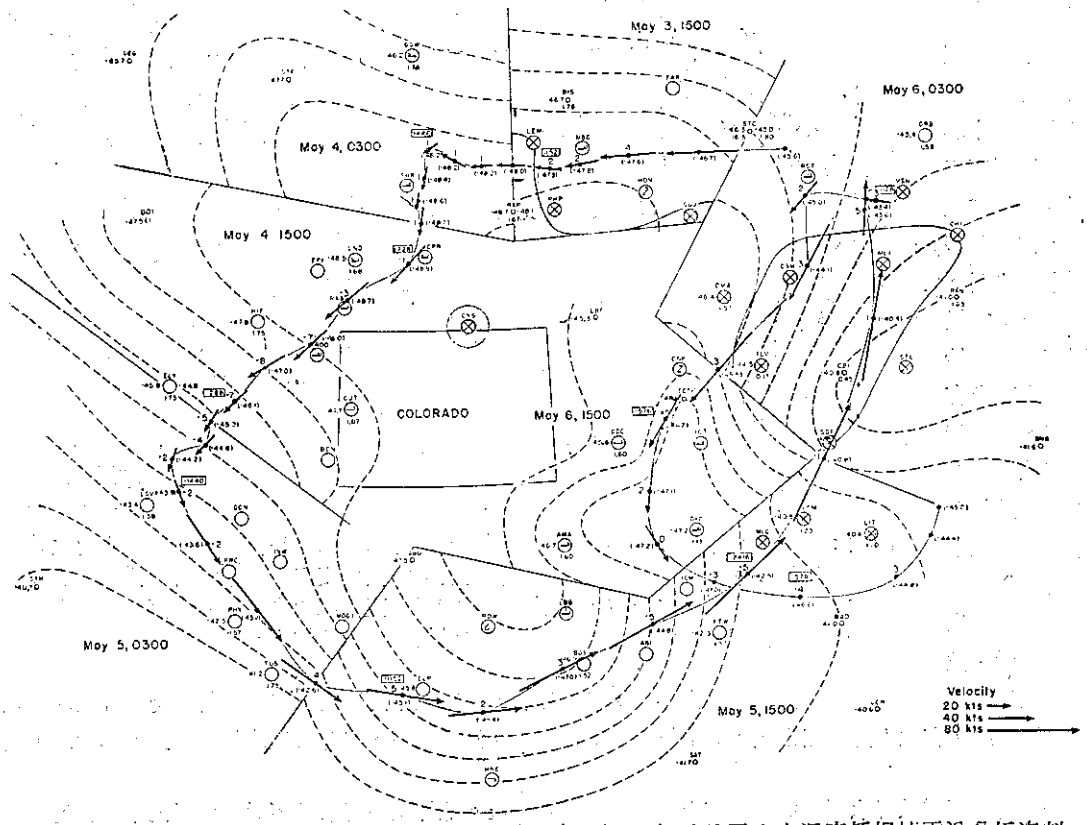
垂直風變項通常甚小，但如其他各項之值均小時，則可能相同，它最大可產生每 8 小時 50 呎之高度變化。

此外局部趨勢項約與速率變化項大小近似相同或較大，如果略去局部變化次，則在估計飄流氣球所在位置之 300mb 高度時，可能引起甚大之累積誤差 (Cumulative errors)。於5月5日 0500GCT，氣球位置所在處之300mb高度較5月3日 1300GCT者高過470呎。但在此一期間內，如按速度變化及垂直風變項二者數值僅升高了 80 呎，是故，估計5月5日 0500GCT 氣球所在位置等高線數值幾可造成400呎之差誤，但如知道局部變化項，則其誤差可減少至 20 呎。

表一：高度變化值，及沿"993"號氣球軌跡累積計算所得高度值之統計。

時間 (BCT)	局部氣壓變化次	速率變化次	垂直輸送次	計算得之高度	觀測得之高度
1300 May 3					30,160
	100	125	—15		
2100 May 3				30,370	30,240
	85	—5	0		
0500 May 4				30,450	30,310
	115	—65	0		
1300 May 4				30,500	30,470
	60	85	40		
2100 May 4				30,680	30,580
	10	—105	20		
0500 May 5				30,610	30,630
	85	—45	—50		
1300 May 5				30,600	30,650
	—180	—370	60		
2100 May 5				30,110	30,210
	—165	485	—40		
0500 May 6				30,390	30,370
	—45	—30	—25		
1300 May 6				30,290	30,330

因此次用作研究之數次飄流氣球均無溫度與降溫率之觀測，故無法作垂直速度之計算，爲了研究目的並爲決



圖五："993"號氣球各二小時位置之垂直速度（cm/sec），氣球位置上之溫度係根據雷送分析資料（斷線）藉內插法求得者（見各位置下方括號內之數值），陰影區域表示在該段氣球軌跡時間內地面有降水。小圓圈內爲高雲符號，內有十字者，表示受低雲障碍無法決定有否高雲。空白者碧空無雲。

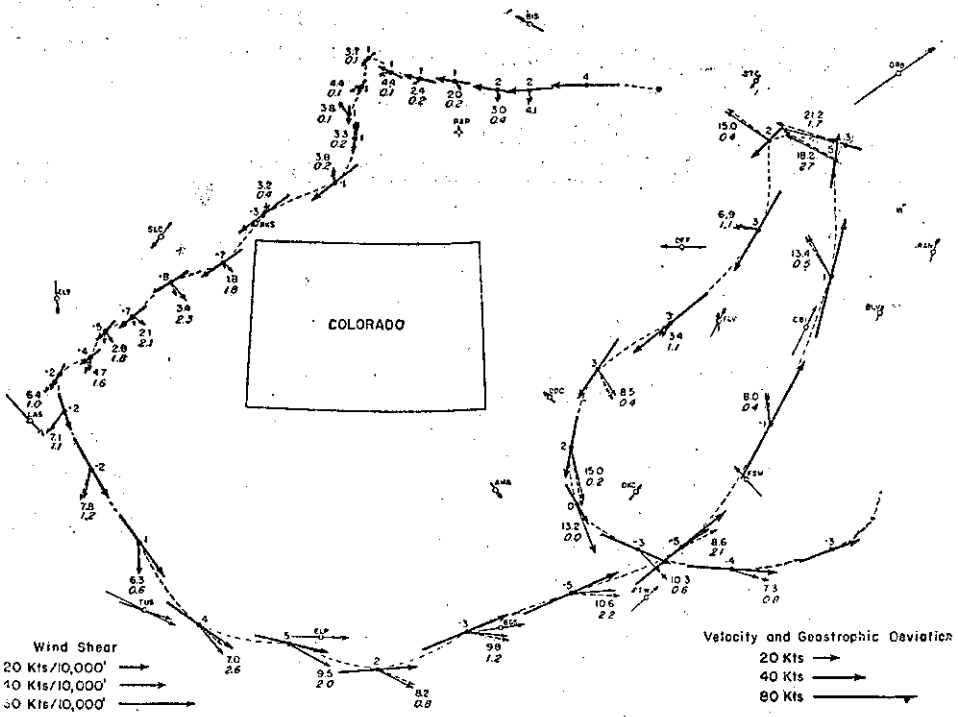
定公式（3）及（9）中各項數值之大小，此處僅就飄流氣球軌跡所經之處之原始雷送記錄以探求之。其計算程序如下：

首先從各 12—hr 雷送資料中描出 300mb 層之溫度值，再在各圖中繪以一度間隔之等溫線。氣球所在位置各點之溫度讀至 0.1°C 。如資料係取自前一張圖或後一張圖，則以內插法決定。降溫率資料亦得自原始之雷送記錄中。爲了消除個別量度之誤差，在決定降溫率數值時，至少參考了垂值距離約 500 公尺之資料。該項數值塡於氣球軌跡附近，並繪出降溫率等值線，沿氣球軌跡之平均降溫率亦予計出，這些資料代入公式（15）即可算出垂直速度。

圖五所示則爲其結果，圖中垂直速度（cm/s）係塡於氣球 2—hr 之位置處，等溫線以斷線表示，用內插法決定之溫度值以括號表示，此處並未繪出降溫率等值線，僅將數值塡於各雷送測站上（度/厘巴）。陰影處表示該時間內地面有降水，繪有雲型符號之圓圈示該測站上空出現有高雲，空白之圓圈表示無高雲存在，有十字符號者表示該測站因有低雲無法作高雲之觀測。

8—hr 平均垂直速度之大小均在 8Cm/S 範圍內，平均爲 2.85Cm/Sec，其大小與過去 Fleagle, Endlish 等氏在 300mb 層上算出者一致。在此等壓面層上之垂直速度並非一定相連有降水或卷雲。但無論如何，考驗算得之垂直速度與降雨及高雲之關係，顯示此處所作之計算係爲正確者。

在開始 22 小時，氣球係在低壓中心北方東來氣流內，因上升氣流較弱，僅在氣旋中心北方部份地區有卷雲及降水。其後20小時，當氣球移至低壓中心之西，向南飄流時，空氣迅速下沉，在開始下沉之 6 小時尚有卷雲存在，及後諸下沉氣流地區則未見有雲層。及後8小時中，氣球在西來氣流內由於該處之山脈效應，復出現有上升運動，並隨後卷雲又見存在。當氣球向東及向北移動期間，又曾見有 8 小時之下降運動，其後則約均屬上升氣流之範圍，共繼續 17 小時，在此上升氣流區域，除部份因受低雲障碍無法觀測外，其餘各地均佈滿卷雲，部份地區並有降水。



圖六：速度垂直平流對地轉風偏差之影響，虛線箭頭表示略去垂直速度所求得之地轉風偏差。實線短箭頭表示考慮在內者。略去速度之垂直平流所求得之加速度值位於箭頭末端之上方，其下之斜體字示垂直平流項之大小。垂直速度在各點位置之上方。垂直風切變係用箭頭表示於高空風測站上。

一般言之，高雲及降水區域與計算有上升氣流區域相一致。雖然雲與降水並不與垂直氣流本身相連，但與高度之淨增加（亦即氣壓減低）相關乃爲經驗之事實。將所算出之垂直運動應用於 300mb 層各點上，並假定穿過等壓面各上升及下降空氣之垂直速度近似相同，則空氣質點之淨垂直位移可以算出。在氣球施放後，各時間內空氣質點距等壓面層之距離（公尺）係塡於氣球軌跡上各第四點位置之旁長方形格子內。

吾人可以看出，在氣球開始上升期間，空氣質點約升高了二公里，其後急劇下降，穿過 300mb 等壓面降至該等壓面，約一公里之氣層上，迄至終了時間均在 300mb 等壓面層之下，雖然其後仍出現有上升氣流。

氣球路徑上之垂直速度，計四天內共易了五次符號。由此項之例可見垂直速度有一小於二天之週期，但此並非暗示係屬週期性之運動。

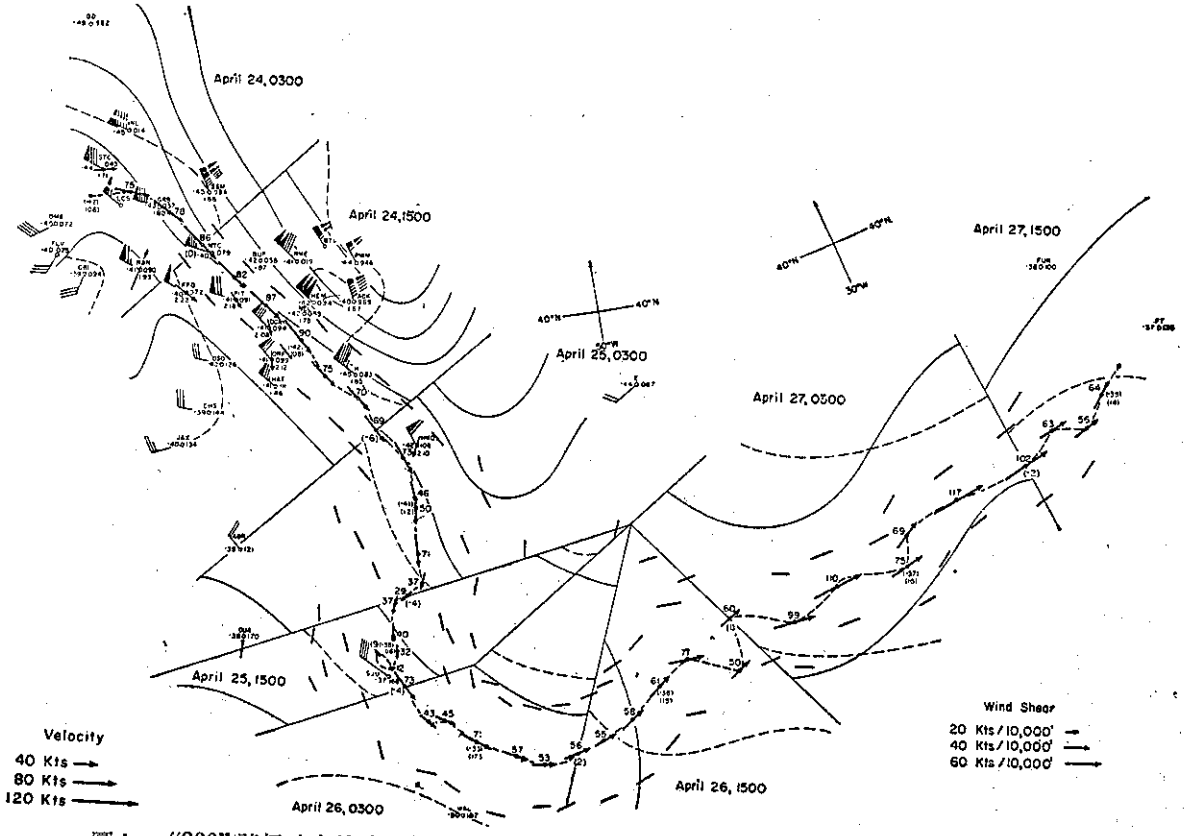
有了沿軌跡上之垂直速度，則以上所述含有垂直速度各方程式中之其它各項大小即可估計。前已表出之等壓面高度變化公式中，垂直輸送項所含之垂直速度數值即爲根據此處所計算者。吾人已知垂直速度亦可用以計算加速度中之垂直平流（Vertical-Advection）。比較上述加速度中兩項目之相對大小，及研究因略去垂直平流所造成地轉風數值之差誤，可獲極有興趣之指示。

圖六則示兩加速度項之大小及略去垂直平流項對地轉風偏差（$v-v_g$）之影響，在每一氣球位置測定點上有三箭頭，切於氣球軌跡上者爲 4—hr 平均速度，虛線箭頭表示僅考慮等壓面上速度變化$(dv/dt)_p$所造成之地轉風偏差，與之近似大小之實線箭頭係表示已考慮垂直平流項 $w(\partial v/\partial p)$者，兩向量之差異即表示略去垂直平流項所引起之地轉風差誤。各點上並附有垂直速度（cm/sec），雷文測得之風切變數值（kts/10000ft)塡於氣球軌跡附近之雷文測站上。地轉風偏差箭頭旁之數字，在上者爲（$dv/dt)_p$ 值，在下之斜體字爲 ω（$\partial v/\partial p$），兩者之單位均爲 kts/hr。

通常，加速度中之垂直平流部份，均較另一項爲小，但有時兩者之值可能近似相同，由圖可見，略去垂直平流項並未造成嚴重之差誤，僅軌跡少數部份屬例外。如果均如此次氣球之分析，則地轉風及對應等高線之間隔與走向之計算將稱便甚多。

七、其它各次飄流氣球之例

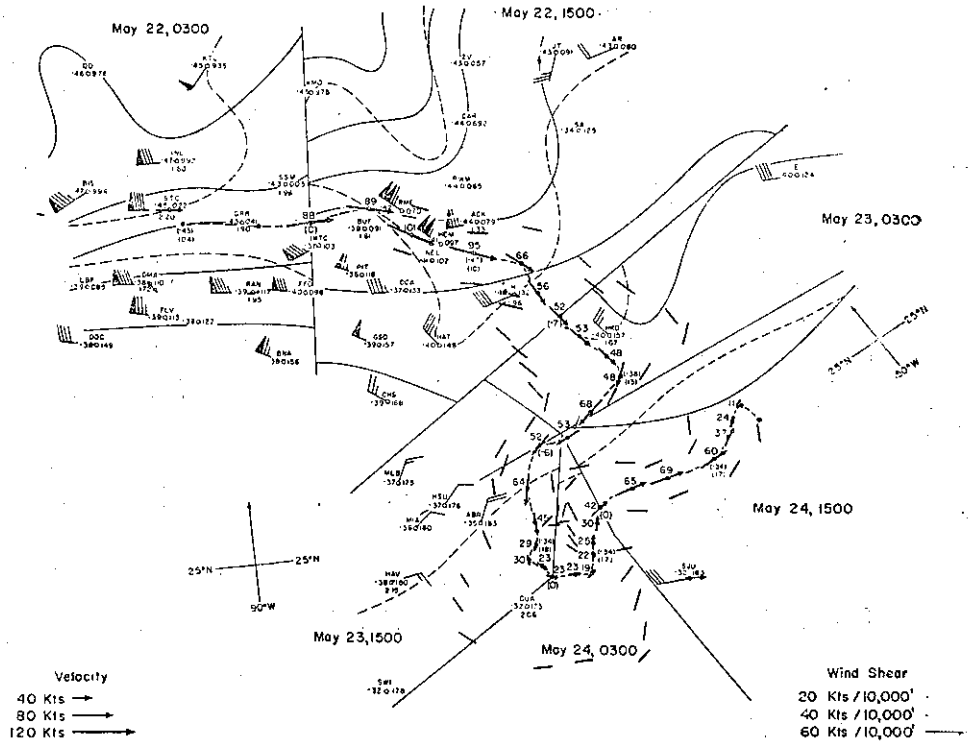
除“993”號氣球外，其餘各次氣球開始即向東飄行（參看圖一），僅有 24 小時在陸地上空，在該地帶因



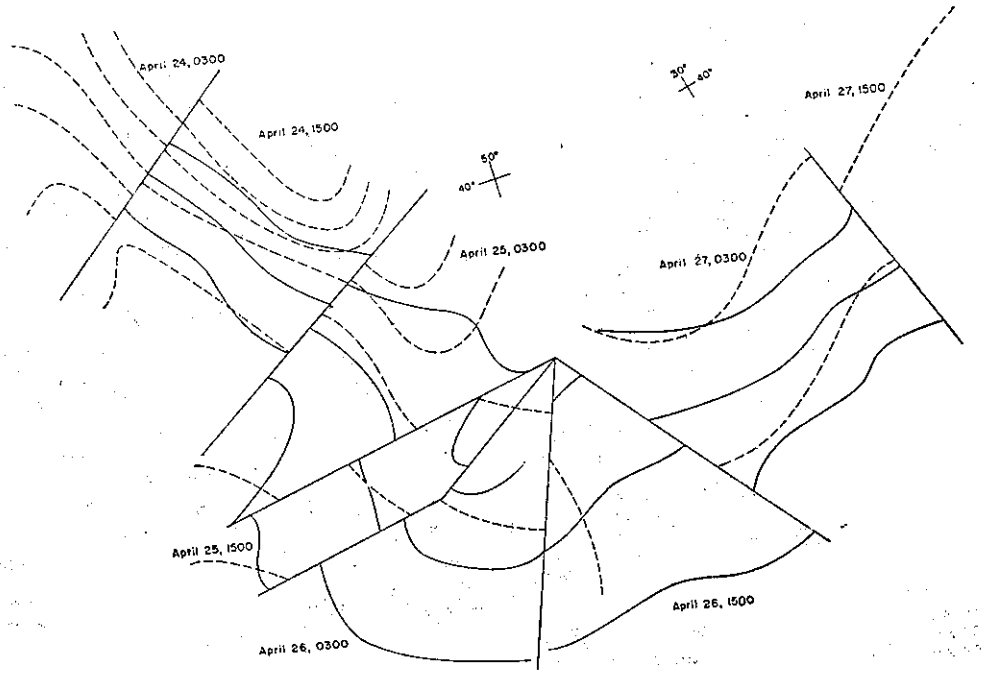
圖七：“990”號氣球之軌跡，部份雷送測站下方列有降溫率數值，虛線爲等溫線，實線爲等高線，其餘之說明同。

有雷送資料，故可用以校對由飄流氣球軌跡算得各種數值之準確度，但以後飄行在大西洋上空，因雷送資料過少致不能作有效之比較。此處僅就"990"號氣球之例略作討論。

圖七所示爲"990"號氣球軌跡，及相同期間之300mb等壓面之分析。在軌跡上各2—hr位置之4—hr平均速度，以箭頭表示並將速率數值注於其旁。300 mb圖中之等高線及等溫線係獲自國立天氣分析中心。除圖三中已述及之資料外，此處並列有垂直風切變，係以細箭頭繪於雷文測站上，由圖可知在4月24日1500 GCT至4月25日1500GCT間係減速，氣球穿過等高線往高數值方向行進，明顯地，該處空氣迅速移向氣壓梯度力較小的區域。偏向力出超，最後終於造成環狀之旋轉。"995"號氣球於5月23日（圖八）亦曾發生類似之減速現象，惟此次例子因空氣速率自行迅速調整，致未發生旋轉。



圖八："995"號氣球之軌跡（說明見圖七）



圖九：由"990"號氣球軌跡求得之等線（實線）與由雷送資料及風分析得出之等高線（斷線）兩者之比較。

圖九所示爲"990"號氣球資料所得之等高線型式（實線者），另外並附由雷送資料得出之等高線（虛線者）。在陸地上兩者

甚爲一致，在大西洋上則有頗大差異，圖中 4 月 26 日 1500GCT 時間兩者幾呈 90° 交角，此種現象應歸咎於海洋上雷送資料過少致藉此得出之等高線難望準確所致。

八、對動力氣象學上之應用

此處簡單介紹定壓面飄流氣球軌跡對動力氣象學上之兩種應用方法，其應用結果將來再行報告。

空氣質點之實際軌跡既經知道，則沿其上之絕對渦旋變化又應如何，因爲無輻散輻合層之高度通常均在 300mb 層以下，故沿軌跡上之渦旋當非常數，根據理論上之輻散型式，如爲波狀，則從脊至槽渦旋增加，反之渦旋減小。僅由定壓面飄流氣球並不能求得渦旋率，但由雷送及雷文資料可能得出相當準確之數值，以作理論之校驗。吾人如假定沿軌跡上之絕對渦旋變化僅係由於水平輻散(輻合)而起，則由渦旋變化可以算出輻散值。聯合 300mb 層上之垂直速度及輻散兩者，能够對無輻散輻合層之位置作性質上之估計。

由飄流氣球資料中地轉風偏差及橫越等高線氣流分力之計算，可允許作氣壓型式 (Pressure Patterns) 與穿越等高線氣流 (Cross-Contour Flow) 兩者間關係之研究，由此種關係可估計出橫越等高線氣流對絕對角動量及動能之輸送情形。如再加入垂直速度資料，此種關係可闡明子午式環流胞系 (Cells) 之强度與形態。

三度空間氣流軌跡之知識，無疑地，可說明氣象學上許多其它問題，並可促使氣象理論進一步應用。因定壓面飄流氣球對飛行安全影響甚大，故現僅限在 300mb 層上使用。

九、結　　語

以上討論已明確示出，由定壓面飄流氣球所得資料可充分作爲軌跡所經區域之風與氣壓場之代表。

如增加適當之器械設備，則溫度、降溫率，及風切變等因素均可藉飄流氣球獲得決定，此外垂直速度亦可能藉之而求得。

定壓面飄流氣球資料，並可用以校驗許多氣象上之理論，是故飄流氣球之發展，實爲氣象理論與實際應用之一種極爲重要之工具。　　(節譯自 Journal of Meteorology, April, 1956)

(上接第11頁)

York.

6. Penman H. L. "Gas & Vapour Movement in the Soil" 1940 ; Jour. Agr. Sci. ; Vol.30
7. Penman H. L. "Physics in Agriculture 1948 ; "Jour. Sci. Instruments ; Vol. 25.
8. Penman, H. L. "Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass "1948 ; Proc, of Roy. Soc. ; London ; Vol.193.
9. Penman, H. L. "The Calculation of Irrigation Need" 1954 ; London ; Ministry of Agri. and Fisheries Tech. Bul. 4.
10. Shaw, R.H. "What Are the Chances of Another Year of Low Rainfall? "1956 ; Memeographed Copy
11. Thompson, L. M. "Soils & Soil Fertility" 1952 ; Mcgraw. Hill Co. New York.
12. Thornthwaite, C. W. "An Approach toward a Rational Classification of Climate" The Geogra. Rev. ; Vol.38 ; 1948
13. Neumann, J. "On a Relationship Between Evaporation and Evapotranspiration". Bul. Amer.Meteor. Soc. ; Vol. 34 ; 1953.

對流層頂分析與天氣預報

高錫川譯

一、前　　言

作者於 1955 年 6 月，在 Chanute 空軍基地擔任空軍現代氣象技術課程時，曾將本題向氣象軍官們介紹。當時作者認爲此一問題僅係 1954 年 10 月斯科特大風雪 (Ft. Scott Blizzard) 的一個附帶現象——大雪籠罩 Ft. Scott 及堪薩斯州東南部，積雪深達二十六英寸。吾人對有關流層頂分析工作，在機械的理論知識方面業經習知，惟已往很少有人將對流層頂情況，對天氣預告之關係加以敘述。本文之作，旨在能給予預告人員一個新工具。實際却是傳眞機上一個可以簡便應用的老工具，但過去却很少加以利用。

華盛頓聯合氣象中心，每日發佈 1244z 與0044z 兩次對流層頂傳眞圖，此圖通常僅爲一般氣象台使用之對流層頂分析圖，對於台內應用更爲適合，不過其中有數缺點爲吾人須注意者：第一、因爲在分析程序上，須根據更廣泛應用的圖表，故此項分析圖傳眞至各台時，已在其有效時間十小時之後。第二、對流層頂的判定，係利用國際規範。或許吾人採用更主觀的分析方法，以說明每次探空與當地當時天氣情況爲佳，但應有適當之人選，以擔任此一工作，使能以最短的時間，而獲得迅速一致的結果。第三、分析對流層頂天氣圖時，人之主觀因素甚爲重要，恰如兩個分析人員，對同一地面資料，可能有不同的解釋一樣。二人對於對流層頂圖之分析，亦可能有不同的結論，此種分析時之差異，可以利用上午或下午資料之傳播予以修正。台上的預報人員除應熟習對流層頂分析之基本步驟外，並應在早晚兩次廣播中，找出其差異之處。並以自己的判斷滲入其中，以補傳眞分析之不足。

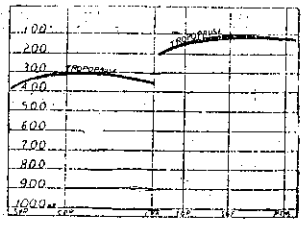
二、對流層頂之熱力理論

廿世紀初葉，由於對流層頂理論上之需要，曾有所討論。物理學家高爾德 (Gold) 在 1909 年證明假絕熱平衡，在大氣壓力小於地面氣壓一半時，則不能成立。此係假定均勻之乾大氣。經修正後水氣公式爲$P=\frac{1}{4}P_0$。此處 P 爲等溫層開始處之氣壓，P_0 爲地面氣壓。由於各地出現水汽量之差異，此一公式係一近似者。高氏之研究，已受到各種不同理由之攻擊，散見於當時論文中，不論如何而言，欲證明對流層頂高度與水汽含量兩者間之關係，勢須更進一步之認識。本文無需就對流層頂之熱力理論加以闡釋，然在直覺方面，很顯明的，此一「標準」遞減率 (1000呎2.0°C)，乃表示於到達近三十英里高度處之地球大氣溫度，將達絕對溫度之零度。此係已知之矛盾，況且當高度增加時，此種引力不變與略去地球旋轉力之假定更難判定。

三、圖 形 斷 裂 線

對流層頂分析方法之詳細說明，在 AWSTR105-86 一書中所列者最爲適用，此一手冊，已將對流層頂圖之繪製方法，與繪圖所引起之問題摘要說明。因此本文對此祇須摘要述之。

對流層頂之定義，乃是對流層與平流層兩者間之界限。平流層底係在一既非等壓亦非等高之面上，且其面並不連續，但宛似由幾個高原構成之，(又名爲「葉」(Leaves)，其高度最低者，在南北半球之「冷極」上。各葉順次愈接近赤道越高，各葉之界限彼此互不接連，故稱對流層頂"斷裂 (Break)"圖 (一) 所示，係一標準斷裂情況。在此斷裂中，兩氣團間之溫度差，對於時常和對流層頂連接之噴射氣流，關係密切。在對流層頂圖上，此一不連續均以斷線表示之，並可能南北伸展長達數千英里。此種斷裂及相當斷裂線，爲高空氣團之界限並常視爲地面界面與平流層之交線。此一解說，在許多情況中都很合適，但不適合解釋某些特殊情況，其中之一即下述圖形斷裂線之情形。

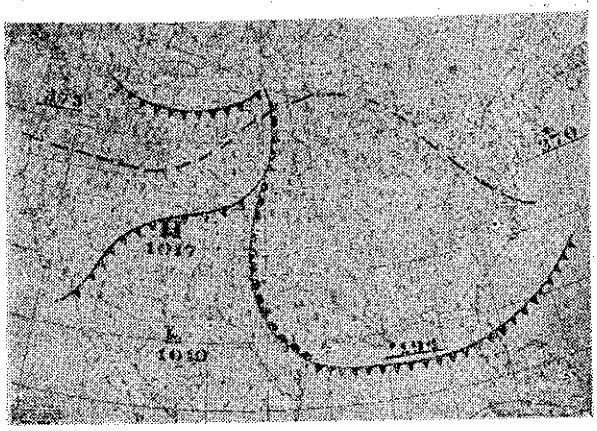


圖(一)對流層頂結構內標準斷裂

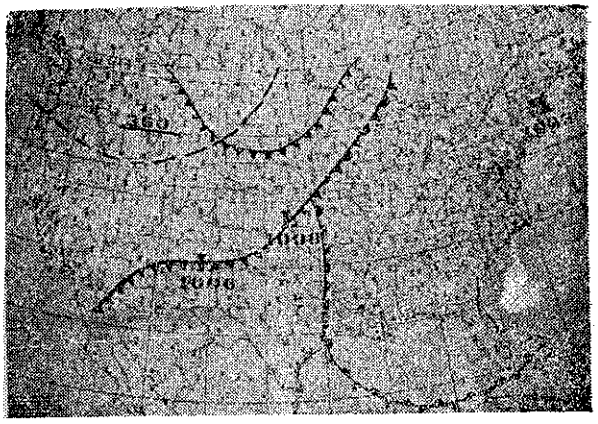
有幾張連續天氣圖，係繪"Ft. Scott 大風雪"之情況，明白表示對流層頂斷裂線，不僅是表示界面之位置，而且在某種特殊情況下，使界面漸漸變成如同其身直接相連之界面，對地面天氣有顯著影響。

在此所繪之圖，即使是由 WBAN (現爲 WAN) 所分析發佈之簡明傳眞圖，其所有地面界面位置及氣壓部

位，也均完全相同。而各對流層頂之位置亦與下列各例完全相同：①爲明晰計，南方熱帶斷裂線已從各圖中略去；②自 12 月 29 日 0300z 至 12 月 29 日 1500z 各圖上，斷裂線之連續未曾出現。在此種情況下，作者乃在 12 月 29 日 1500z 及其後連續各圖上，利用 WBAN 圖插入作者自己之分析。在對流層頂氣壓內。每隔 50 毫巴（mb）繪一斷裂線，在分析此類圖時，作者一向對大圓形斷裂線系統，最感興趣，因之可能忽略其他與此討論無關者，冬季界面及斷裂線之移動迅速，頗妨害完全之分析，但無論如何，所有重要資料已盡空間所能容納均



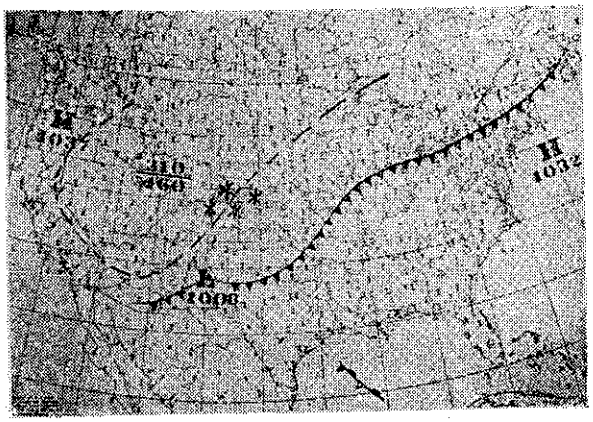
圖(二)1954年12月25日0630GCT地面030CGCT
對流層頂



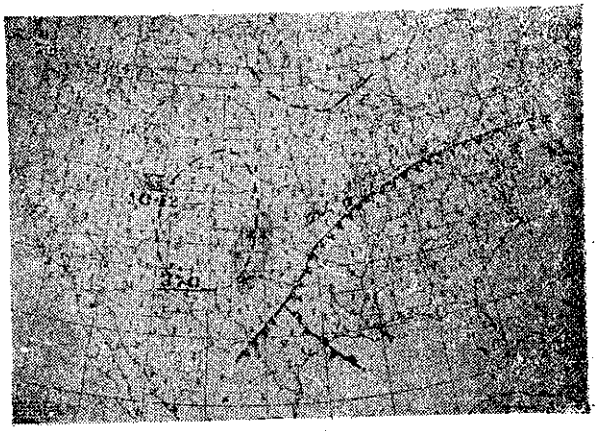
圖(三)1954年12月26日0630GCT地面 0300GCT
對流層頂

已表現出來。在 12 月 27 日圖上，有一例外情形，參照圖（四）凡其下劃橫線之數字，表示係對流層頂氣壓，其下未劃橫線者，係地面氣壓。長斷線則表示對流層頂斷裂線。

自 12月15日0630z 地面圖(如圖二）開始之一連串天氣圖，圖上再插以12 月25日 0300z 大斷裂系統，吾人可察知在達科他（Dakotas）地方開始之界面系統，一直延伸至加里福尼亞州南部。在對流層頂內，其西相同部位內，現出一高度很低之對流層頂，其中心位於西雅圖上空，該處此層之氣壓爲 375mb ，較之冬季各月之標準高度250mb低降甚多。



圖(四)1954年12月27日0630GCT地面0300GCT
對流層頂

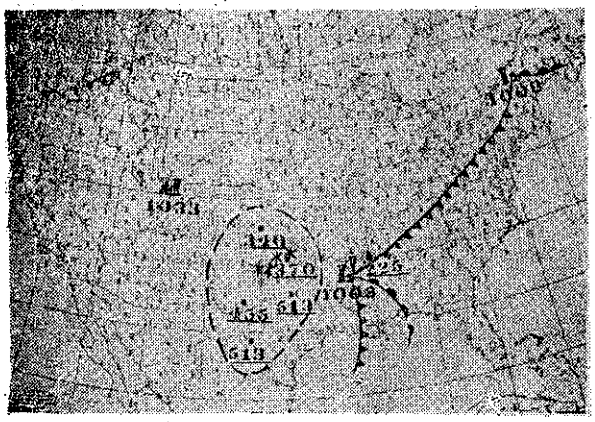


圖(五)1954年12月28日0630GCT地面0300GCT
對流層頂

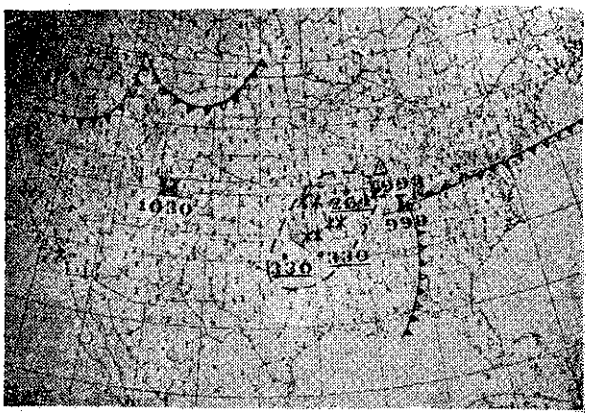
由圖（三）12 月 26 日 0630z 天氣圖上之地面情況，吾人明顯察見一個移動甚慢之界面連同一個近於停滯之對流層斷裂。圖（三）表示，有—360 毫巴高度之低壓位於蒙他那（Montana）上空，且東部相連之斷裂線消失，換言之即無重要變化出現。

在圖（四）12 月 27 日 圖上，吾人發現較前一天有明顯的偏差。此一界面系統已迅速移至北部，但在西南

部仍保持着緩慢速度。然此一對流層頂斷裂線業已顯明移動，而其中心氣壓則已上升至310mb高度。另有460mb之特性層（Significant level）表示對流層仍在繼續降低中，「特性層」之定義乃表示，對流層與平流層間之一個過渡區域。且不具有對流層之一切明確特性者，現因彼等之出現，此斷裂線乃符合跟隨地面界面之標準型式。值得注意者，在此一斷裂線之東部邊沿內，陣雪已正在開始下降。



圖(六)1954年12月29日 0330GCT 地面
0300GCT 對流層頂



圖(七)1954年12月 1830GCT 地面
29 1500GCT對流層頂

在圖（五）12月 28日 0300z 對流層頂圖上，顯示有一個類似各種定壓圖之「冷空滴」（Kaltluftropfen）現象。當極地氣團爆發時，斷裂線環流常出現於洛磯山（Rockies）東部上空。雖然吾人在其中看不出環流各界面之位置，而不符合一般對流合頂模式，但此一現象可以以高爾德（Gold）公式解釋之。由於洛磯山區地面上之氣壓甚低，而寒冷大陸極地空氣之濕度又很低。在此種情況下，對流層頂迅速低降至接近 P=½Po 狀態。而最低之對流層頂，在新墨西哥州阿布克奎（Albuquerque）上空，爲 370mb 在德克薩斯州西北及阿馬力羅（Amarrillo）等地陣雪開始下降，相反地此時冷鋒則導致一些凍毛毛雨及陣雨。

此點使人憶及自 1954 年 12 月 28 日 0001z 至 1954 年 12 月 29 日 2359z 此二日時間爲奧克拉荷馬 Oklahoma）與堪薩斯（Kansas）兩州長久記憶難忘之日。如在奧州 Ft. Sill 地方，發生一次眞正空前的大降雪，雪量深達六英寸，並刮着時速六十英里之大風。由於缺乏除雪裝備，德州北部及奧州各地，積雪深達五英尺，各地交通陷於癱瘓狀態。而此次 Ft. Scott 深達二十六英寸積雪，最少會保持甚久之記錄。此兩日各定壓圖之描述及分析，在以前文獻中已有充分討論。但一般都未包括對流層頂之分析，作者却相信一個完全之分析，會有許多裨益。

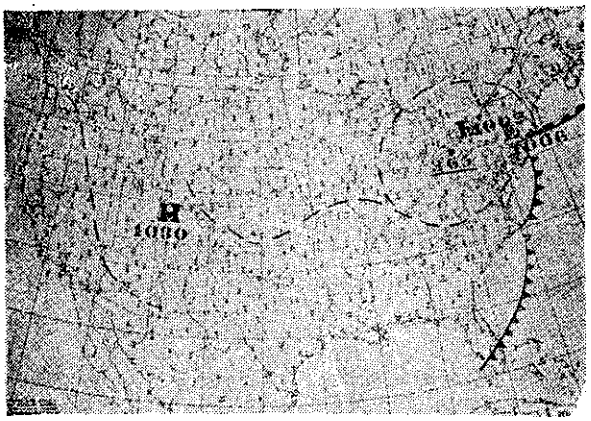
自 12 月 29 日圖（圖六）上。吾人乃見此一圓形對流層頂區域已移動進入南部大平原而在德州達拉斯（Dallas）上空，其中心高度已降低到令人難以置信之 513mb 高度。此一 0300z 對流層頂圖表示，在 12 月28日 2100EST 時，此一斷此線前緣在德州 Ft.3cott 上空。而整個系統似已注定要趕上移動緩慢之地面界面。

參看圖（七），十二小時之後，此一斷裂線系統已幾乎直接移到伊利諾州（Illinois），卡羅（Cairo）附近之界面位置上空。此一上下相會，並伴同界面上大氣波之中心氣壓低降。於十二小時內，自 1008mb 降至 996mb, 此界面之南部已大大加速。且有一降水帶自堪州西部伸展到西維吉尼亞（West Virginia）。此時斷裂線之中心高度已升高至 330mb, 此一系統並正向東北移動。

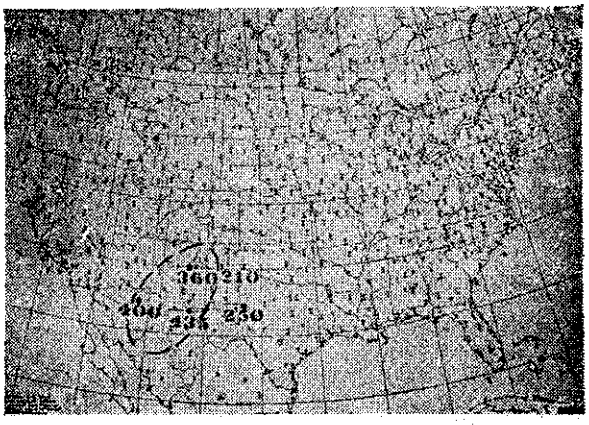
圖（八）爲 12 月 30 日 1500z 最後一張圖表示，當此一擾動進入這一地區時，正在加寬之環流及再度加深之中心氣壓，普遍受到極地系統影響。其將在加拿大或假定在大西洋上之已經很低之平流層讀數中，逐漸使人無法辨認其存在位置。以下爲一更完全之分析。乃表示全部洛磯山區及美國北半部都被一種極地對流層頂所佔據。

四、進一步之研究

當修正此一論文時，作者在 1955—56 年冬季在美國各地，已有許多良好機會，去觀測大降雪，每一次最大



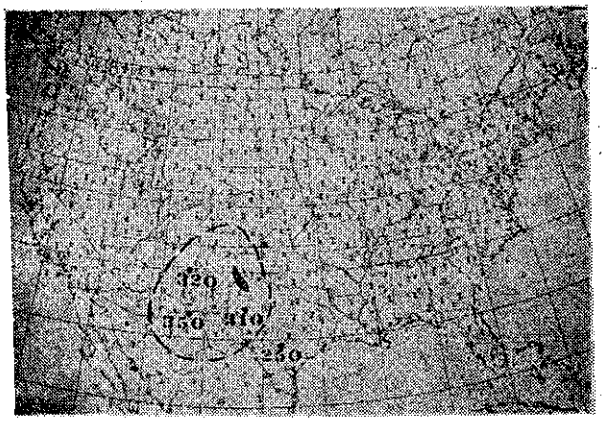
圖(八)1954年12月30日1830GCT地面
1500GCT 對流層頂



圖(九)1956年2月3日0300GCT對流層頂

降雪都直接發生在界限清晰的斷裂線之下方。 1956 年 2 月 3—4 日，德州普蘭微 (Plain view) 之大風雪(雪降達廿四吋)，可爲證明。圖 (九) 與圖 (十) 再度證明低對流層頂 435mb 對大雪之關係，普蘭微與赫爾福二地都是德州潘罕德之小鎮，一在阿馬力羅南七十英里，一在其東南五十哩。在普蘭微與斯科特兩地大風雪之間，顯然易見的有許多類似之點，若再進一步說明似嫌重複。但應注意洛磯山區上空，圓形斷裂線之形成，乃係平流層上已發生數日强烈冷平流之結果。

特別大之雪暴與顯明之對流層頂之不連續，兩者之間已可明顯確定具有密切關係，可能一次大雪之必要條件，乃是一個高度低降並呈圓形之對流層頂，預料在未來之研究中將有一正確之解答。



圖(十)1956年2月4日0300GCT對流層頂，有陰區爲文中所述Texas州 Plainview-HereFord 地區

以上之研究，僅限於氣壓與斷裂線方面，而溫度，位溫與對流層頂『葉』之眞正高度，其間之關係，對於一個訓練有素之分析人員，亦可作爲地面天氣預告工作之助，但目前尚無專文研討此項事實。

主要說來，對流層頂乃爲由極至極的一條擺線，此線夏季高而冬季低。在理論上，不論任何已知地之上空，發生一個適當之對流層頂高度，並當太陽傾斜度增大或減小時，此對流層頂高度即慢慢變更。但氣團運動之影響，却將此一簡化景象完全遮蔽；下層氣流會影響對流層頂高度。反之對流層頂亦能影響低層大氣情況。無論如何，此一對流層頂高度，乃是一氣團中最具保守特性者。惟範圍廣汎之氣團運動，始能變更平流層底至顯著之程度，氣團垂直運動，乃是定壓分析最可怕之物，除非在斷裂線上及噴射氣流外，由於對流層之熱力傳導，變爲一個重要因素時，否則在對流層頂上，氣團垂直運動、是不會出現的。因此這些日趨「表册化」之地面天氣分析，在處理上，又獲得一傑出之工具。即斷裂線可分爲『非季節性低壓』，「非季節性高壓」，「圓形的」，或極標準之「熱帶的」，「極地的」與「極內的」等類。

五、結　　論

天氣預告人員，對此感興趣者，乃在於利用對流層頂分析，作每日地面天氣預告工具，作者有下列幾個有用的「簡易定則」：

㊀對流層頂夏季用處較少，秋末至春初用處最大。高度甚高之夏季對流層頂，常不易探得，高度低之冬季對流層頂，有其顯明之邊界，直接限制其下方之氣旋；例如一個 300mb 高度低之對流層頂，其下罕有超過一個或

兩個以上之氣旋。一個貫穿對流層之深低壓，或者一個冷高壓，其上常連着一個高空深低壓。

㈡最大降雪，通常直接發生在一個斷裂線之南緣及東緣下方，或單發生在東或南緣下方，斷裂線越彎曲，降雪越大。沿斷裂線發生大雪乃由於擾動之結果。對流層頂斷裂所產生之熱力傳導使密度與速度均有變化，過份彎曲或圓形之斷裂線，可能妨碍噴射氣流之生成，而使溫度之不連續進入平衡。並且圓形斷裂線轉直線者，更易向東及南移動，或向南移動，且當其前進時，可吸入更多之潮濕空氣。

㈢以 50mb（或以上）爲各站間斷裂線標準，以分析對流層頂圖，此一分析方法，與 WAN 使用兩地間 15° 至 20° 位溫差之方法相較，所得之結果略有差異。不過 50mb 方法似更密切符合主要降水型式，故更適合地面之用，兩地間之差越大，而猛烈降水的機會也越多。

㈣當分析 300 與 200mb 圖時，對流層頂之高度，應特加注意，在定壓圖上，冷心氣壓或暖心氣壓，常須視其位在平流層底之上或下，而作不同之處理。

以上所論，主要係依據經驗資料。熱力的與統計之研究，自會促進吾人對高空與地面情況之瞭解，現在對流層頂又給予天氣預報人員一個從事新穎研究之機會，希望各方繼續予以探討及研究。

註：本文譯自 Bulletin of the American Meteorological Society, May, 1956.

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討。不論創作或譯述均所歡迎。

二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。

三、稿件請註明作者眞實姓名住址及服務機關，但發表時得用筆名。

四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。

五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。

六、惠稿請用稿紙，繕寫清楚，並加標點。

七、本刊對來稿有删改權，如作者不願删改者請聲明。

八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。

九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。

十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字暫按三十元至五十元計算。

十一、惠稿文責自負。

十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號氣象中心收。

馬紹爾羣島氫彈爆發所引起的微壓振動

呂世宗譯

一、摘　　要

關於馬紹爾群島（Marshall Islands）氫彈爆發所引起的氣壓振動，其記錄經太平洋上十四個測站氣壓計記錄結果，經發現如下之事實。

①位於比較接近爆發地點西方之諸測站，並無振動的形跡。

②波動傳播之速度向東遠較向西爲迅速每秒約快五十公尺。

二、前　　言

關於馬紹爾群島氫彈爆發所以引起的微壓振動，距爆發地點西北約四千公里之日本一帶的志田微氣壓計（Shida's microbarograph）及其他形式之氣壓計均有記錄。最近由於美國氣象局之善意獲得美國在太平洋上各測站之可貴記錄，玆將其結果分析記述如下。

三、氣壓記錄

表一所示爲氫彈引發期間各站之日常氣壓記錄，各測站位置如圖一所示。氫彈引發地點爲比基尼珊瑚礁(Bikini Atoll)，已知由各測站至爆發點之距離，再利用潮岬（Shionomisalsi），鳥島（Torishima），馬爾庫斯（Marcus）等站之微氣壓計及平常氣壓計即可將傳播速度及爆發時間概算出來，此等振動情形如圖二。發生時間與振幅共如表一所示。表中一九五四年二月二十八日，同年五月四日，等次離比基尼島約二百三十公里至二千五百七十公里之龍吉里克(Rongerik)，與庫塞（Kusaie），馬久洛（Majuro），威克（Wake），中途島（Midway）各測站的氣壓計上發現都有振動記錄。一九五四年五月四日威克及中途島並未測到振動形跡，但由龍吉里克所記錄的振動却甚烈。一九五二年十月三十一日一九五四年三月二十六日，同年四月二十五日，這幾天的測探却失敗，均沒有測到微壓振動。

表　一

太平洋上各測站所測得之氣壓記錄與振動發生時間

㊀　○：示可用的氣壓記錄

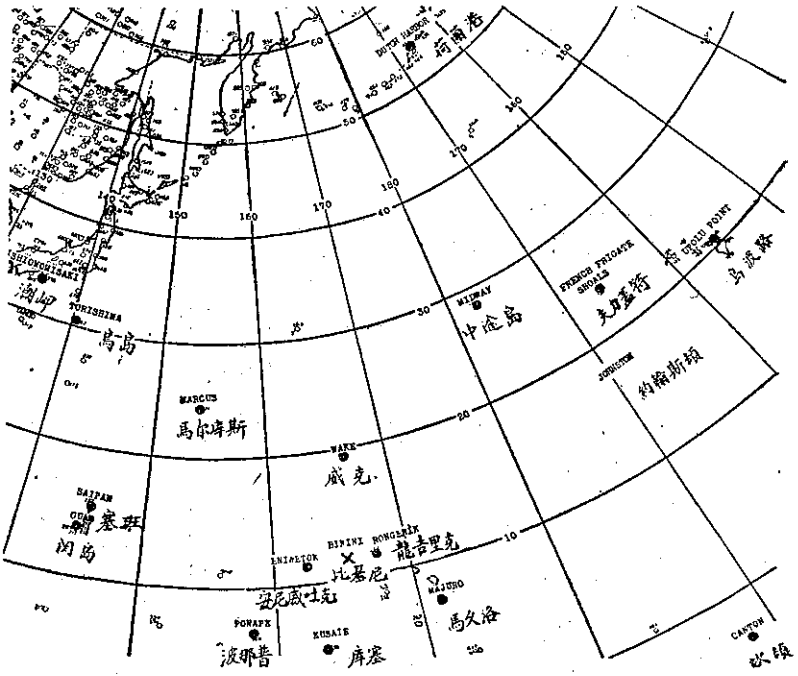
㊁　—：示無測振動

㊂括弧內爲振重幅示毫米示之。

站名 Station	緯度 Latitude	經度 Longitude	距離（公里）（距爆點）	10月31日 1952	2月28日 1952	8月29日 1954	4月25日 1954	5月4日 1954
龍吉里克 Rongerik	11°22′N	167°31′E	230		○1840 (11.2)			
安尼威吐克 Eniwetok	11°21′N	162°16′E	340		○—	○—	○—	○—
庫塞 Kusaie	05°20′N	163°05′E	740					○1835 (0.6)
馬久洛 Majuro	07°06′N	171°24′E	830		○1910 (2.0)	○—	○—	○1840 (1.0)
威克 Wake	19°15′N	169°30′E	860	○—	○1925 (0.9)	○—	○—	○—
波那普 Ponape	06°50′N	158°12′E	950	○—	○—	○—	○—	○—
塞班 Saipan	15°19′N	145°44′E	2160		○—	○—	○—	○—
關島 Guam	13°30′N	144°45′E	2650		○—	○—	○—	○—
中途島 Midway	28°13′N	177°21′W	2570	○—	○2050 (0.6)	○—	○—	○—
約翰斯頓 Johnston	16°44′N	169°31′W	2760	○—	○—	○—	○—	○—
坎頓 Canton	02°49′S	171°44′W	3000	○—	○—	○—	○—	○—
夫力蓋特 French Frigate Shoals	23°52′N	166°19′W	3280	○—	○—	○—	○—	○—
烏波路 Upolu Point	20°17′N	155°52′W	4240	○—		○—		○—
荷蘭港 Dutch Harbor	53°53′N	166°32′W	5310	○—	○—	○—	○—	○—

由志田微氣壓計判斷，大致係因大氣波動之能量甚微之故。問題則在離比基尼島約三百四十公里至二千二百

五十公里的安尼威吐克，(Eniwetok) 波那普 (Ponape)，塞班 (Saipan) 關島 (Guam)，等測站在上述各日中並無測到顯明之振動。而此等測站較比測得振動記錄的中途島測站較近。實際上此等距比基尼島較近的西方各測站，無測得記錄並不能歸咎於儀器原因，而實與大氣構造有關，可能是關於在單純音波傳播上所發生的可聽地帶及靜寂地帶，也適用於波長約一十公里至八十公里的大氣壓波上，對如此特殊現象，尚需要繼續研究。



圖一　氣壓測站圖，×氫彈爆發地。

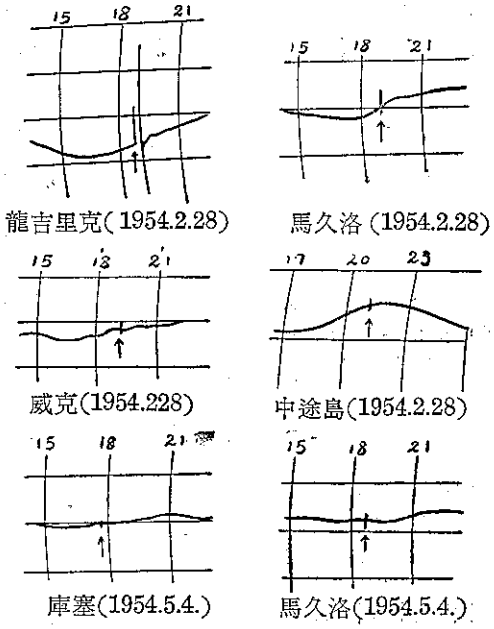
四、傳播速度

一九五四年二月二十八日爆發後，大氣壓波之傳播速度，可由各測站的記錄，即發生振動時間與至比基尼島之距離求出。茲以威克與中途島二測站爲一組，兩站位於比基尼島之東北方，另以龍吉里克與馬久洛爲另一組，則計算得兩組之傳播速度如附表二。若吾人以發生時間之讀數誤差爲±五分鐘時，則威克，中途島所測得之傳播速度在三百零八十米/秒之間，而龍吉里克與馬久洛二站則在二百五十至五百米/秒之間，後者由於誤差甚大茲再作下述之檢討。該日馬爾庫斯、鳥島、潮岬等測站所測得之氣壓波傳播速度爲二百八十四米/秒。比威克、中途島所測到之最低值較低，因此馬爾庫斯、鳥島、潮岬之傳播速度確比威克、中途島測站較低，因此，大氣壓波之速度可能由於季節不同而發生局部的差異。

表　二

傳播速度　一九五四年二月二十八日

站　名	發生時間	距　離 (距比基尼)	傳播速度 (米/秒) 最大	大概	最小
龍吉里克	18時40分	230	500	333	250
馬久洛	19時10分	830			
威　克	19時25分	860	380	336	301
中途島	20時50分	2570			



圖二　太平洋上各測站之氣壓記錄矢頭示發生時間

記錄所顯示東北方之氣壓波傳播速度與西北方者不同，此點可參照克拉卡托 (Krakatoa) 火山爆發時，引起氣壓波，傳播之研究一文，並可解釋爲受偏西風之影響。東北方之傳播速度與西北方相差五十二米/秒，而平均偏西風爲三十七米/秒故影響速度發生差異。冬季在北緯二十至三十五度地帶，即威克、中途島、馬爾庫斯，鳥島、潮岬等地帶之平均偏西風速三十七米/秒並非反常。由振動發生時間的讀數誤差計算，東北與西北兩方之平均傳播速度爲三百一十米/秒，此數值適在二百八十六與三百四十一米/秒之間。一九五四年五月四日，庫塞與馬久洛之氣壓計都測到振動，但因發生時間之差異甚小，故所測的速度誤差甚大，所以此等數值無考慮之價值。

(譯自 Bulletin of American Meteorolog'cal Society Oct. 19566.)

民國四十五年颱風報告

第四號—颱風芙瑞達 (FREDA)

徐應璟

一、芙瑞達颱風發生經過概述

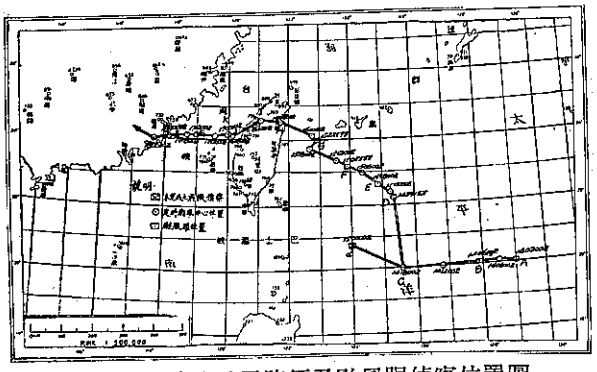
九月十四日根據美軍十五時之飛機偵察報告，在太平洋 20.0°N, 128.1°E 處有熱帶風暴迅速發展至颱風强度，其位置約在臺灣東南方 500 浬處之洋面，最大風速爲每時 65 浬，時速 50 浬之大風半徑爲50浬，此爲芙瑞達颱風倏然生成之始，其初期之移向，根據美軍十四日前後兩次飛機偵得之颱風眼位置，用延伸法定其向西移進。

十五日九時之颱風中心位置本中心共接獲美軍兩次飛機偵察報告，第一次中心位置定於 20.8°N 124.0°E，繼於該日十一時三十分復接美軍第二次飛機偵察修正報告，更正其九時中心位置爲 22.4°N 125.3°E，並測定最大風速增達每時 85 浬，時速 50 浬之大風半徑雖未變，而時速 34 浬之大風半徑則擴大爲 150 浬，以每時 12 浬之速度向西北方向移進，該日十五時復經美軍飛機偵察及颱風眼位置之測定，判斷中心位置移至23.0°N 124.4°E 顯然向本省東北部襲來，此時之中心位置距離臺北之東南方約有 210 浬，當時本中心以其每時 10 浬之移速向 310 度方向移進所做之推算，預測此颱風將於十六日九時後在宜蘭附近登陸，至該日晚九時颱風中心移至 23.3°N 122.6E，僅距臺北東南方約 160 浬，最大風速復增達每時 95 浬，以每時 10 浬之速度向 300 度方向移進。

十六日晨三時此颱風仍保持 300 度方向，向本省東北部移進，至該日九時，根據美軍最後一次的飛機偵察報告，中心位置在 24.1°N 122.8°E，此時距本省東部海岸僅 60 浬，最大風速更見增大達每時 100 浬，並加速向 310 度方向移進，至該日十三時，此颱風登陸本省宜蘭附近，其與本中心十五日十五時所預測之登陸時間相差不過兩小時而已，其時時速 34 浬之大風半徑復見擴大爲 180 浬，臺灣全島皆入其暴風範圍以內，且在臺灣之東南端有副中心之產生，至該日晚九時颱風中心穿越北部山區抵新竹以南。最大風速略見減小爲每時 70 浬，並改向西南方向 (250°) 移入臺灣海峽。

十七日晨三時颱風中心移至臺灣海峽中部，距臺北西南方約 100 浬，且依據本中心十六日二十四時之颱風詳圖分析，在臺灣北部復有副中心之產生，此後由於臺灣北部副中心之牽引，使臺灣海峽中之颱風主中心移速減慢幾達停留狀態十二時之久，雖氣壓逐漸上昇，而大風範圍未見減小，直至北部之副中心於該日晚九時消失後，主颱風始見向西移動。

十八日九時後此颱風在金門以南厦門汕頭間地區登陸，其近中心最大風速估計仍達每時 80 浬，移向先略向西南後轉向西北西方向移去，至十九日晨減弱變爲溫帶氣旋。



圖一 芙瑞達颱風路徑及颱風眼偵察位置圖

二、綜合檢討

① 芙瑞達颱風初期西移偏差 (路徑自 A至C′) 之說明：

由於東亞颱風之發源地多在菲律濱以東之洋面，該地區除零星島嶼有定時氣象觀測外，餘則靠來往船隻供給有限之天氣報告，而於颱風期間，船隻遠而避之，天氣報告更爲稀少，因此颱風位置和移向，多仰賴美軍飛機偵察以定。此次芙瑞達颱風於九月十四日發現之時，美軍前後共有兩次颱風眼偵察報告，第一次在該日十一時，位置在 20.0°N 129.0°E，第二次在十五時，位置在 20.0°N 127.9°E，顯示其沿同一緯度向西移行，其後至十五日晨三時皆無飛機偵察，而十五日九時未完成之飛機偵察報告位置復判斷錯誤，致使此次颱風之初期行徑有西移之

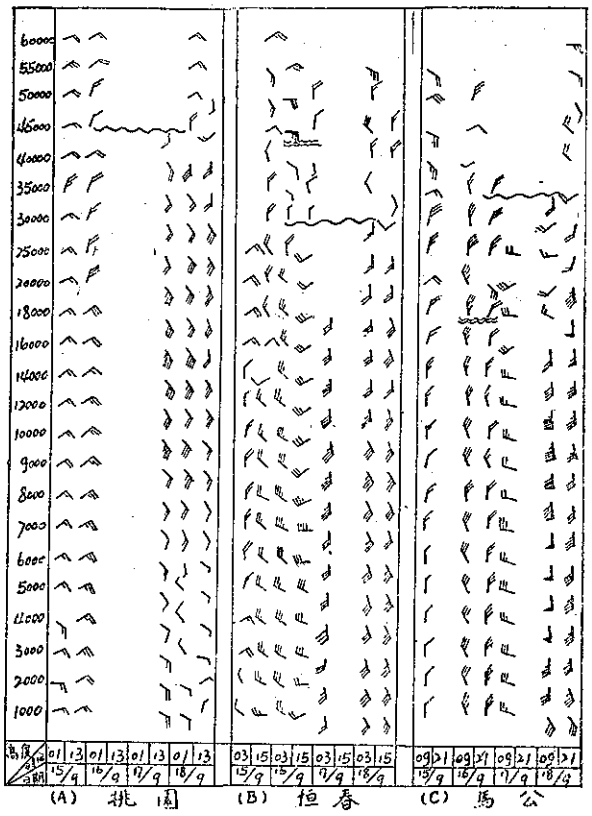
偏差。

檢討此次颱風初期行徑偏西之原因，實由於九月十四日之第二次颱風眼偵察位置偏南之故，致引起延伸位置之偏西，根據十五日九時之修正位置及其以後之移動方向，此颱風之初期行徑仍當爲西北方向，方屬合理。

② 芙瑞達颱風之垂直發展與高空導引之研判

根據桃園、馬公、恒春、三地之高空風垂直變化圖，（附圖二）可見此次芙瑞達颱風之垂直發展高度，在桃園達 45000 呎，在馬公達 35000 呎，而在邊緣之恒春亦達 30000 呎，並根據高空等壓面圖之分析，在 300mb 圖中仍可見其明顯之環流系統，足證此次芙瑞達颱風於穿越臺灣北部山區時，雖底層受其影響風速稍減，而整個環流系統則未受其影響而破壞，至於此次芙瑞達颱風何以造成奇特罕見之行徑，則可從高空氣流之研判得到答案。

圖二 芙瑞達颱風期間桃園、恒春、馬公三地高空風垂直變化圖



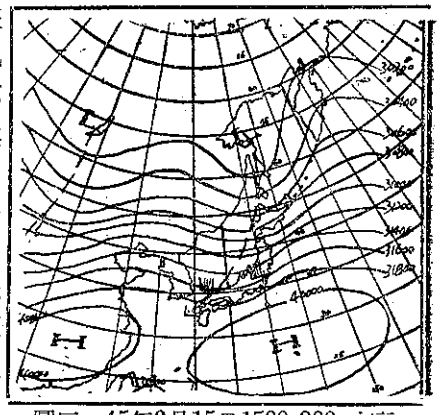
說明：1. 芙瑞達環流之高度，以〰表示，桃園（缺九月十六日資料）約爲45000′；恒春約爲30000′；馬公約爲35000′。

2. 芙瑞達行徑自 16 日0600z起漸次自 NW 轉爲 SW 期間，上層導引風向之改變，可從圖二 B45000′ 高度160300Z以前之東風至161500z之轉變爲北風；以及圖二 C18000′高度起160900z之N風至162100z之轉變爲NE風予以說明。

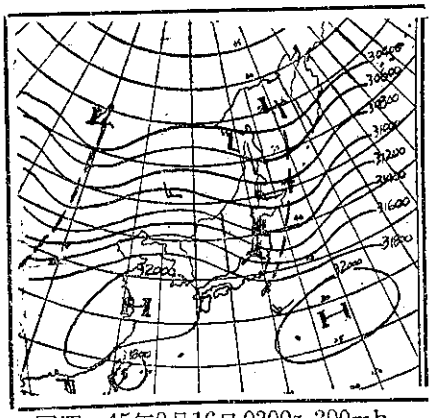
檢視此次芙瑞達颱風自其發生以至於減弱之高空氣流形勢，完全爲一高指數（High Index）之天氣型，高空槽線在北緯三十五度以北活動，在北緯三十度上下則爲一連串東西排列之高壓群，故發源於北緯三十度附近之颱風，其行徑自當受高壓群南半部環流之控制，向西做波浪狀之行進，而極少轉向東北之可能。

通常吾人引用於颱風之高空導引原則，對於初生之熱帶氣旋，因範圍及强度均小，則在廣泛穩定之大氣環流中，能隨之導引，但當颱風發展至成熟階段，則應將各高度各象限之氣流，做整個之研究，以求得短時間內之導引氣流之方向與速度，於此吾人僅就此次芙瑞達颱風發展期間高空 300mb 之氣流圖之演變，對其行徑做一檢討：（附圖三至六）

十五日之 300mb 高空圖，太平洋分裂高壓之東西向脊線伸向臺灣以北，颱風適位於其西南象限，故受其環流之導引，向西北方向移進，此與該日美軍修正之飛機偵察位置頗爲吻合（附圖一中路徑自D至H），至十六日 300mb 高空圖形勢，在臺灣以北爲一封閉高壓控制，颱風位置則位於其東西脊線之正南，故颱風於該日登陸本省後，高空槽線已移至與本省經度相當之高緯，本省位於東方氣流之導引，向西移動。至十六日 1500z 之高空氣流形勢又趨改變，高空槽線繼續東移，大陸高壓位於臺灣之西北，颱風復居於高壓之東南象限，故受其東北氣流之導引向西南行，且此時由於高空高氣壓東緣氣流線發散場之下。使颱風之大風範圍復加大，至十八日 300mb之氣流形勢，大陸高壓東移，颱風復又居於該高壓之正南，致受其東風氣流之導引，又向西移行。



圖三 45年9月15日1500z300mb高空圖

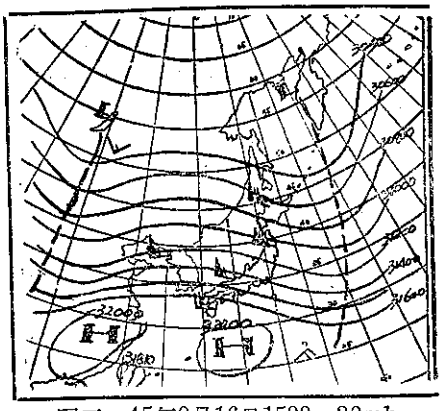


圖四　45年9月16日0300z 300mb 高空圖

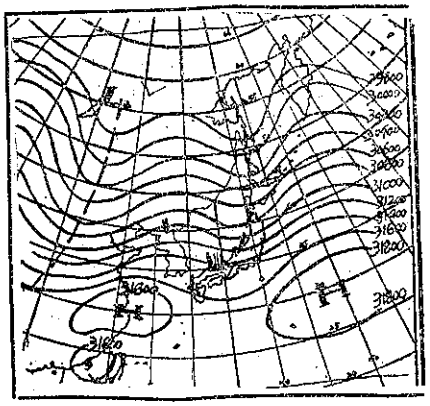
故知芙瑞達颱風所以造成其一反常例之行徑，實爲受高空氣流形勢之導引所致。

③　對芙瑞達颱風副中心生成之討論：

由於臺灣地理環境特殊，南北地形狹長，復有平均高達10000呎之中央山脈綿延聳峙其間，致每當颱風橫過山脈時，在山之背風面常有副中心之產生，此種現象（在理論上）曾經本軍氣象同仁湯汶少校及王時鼎上尉先後專題研究，故氣象理論已做合理之闡明，茲再就其生成原理略作解釋。



圖五　45年9月16日1500z 30mb 高空圖



圖六：45年9月18日0300z300mb 高空圖

颱風爲一氣旋式猛烈廻轉之氣壓系統，且具有極大之水平風切變氣流，山脈對於氣流之動力效應，係隨高度之增加而遞減，並由於流體分層現象之概念可推知其上必有不受山脈影響之一層，（如圖七），故於該層以下之氣流在山之迎風面擧升時，必將遭遇到垂直壓縮而產生水平輻散，即反氣旋渦動量之增加，同理當越山之氣流越過山脊，在山之背風面下降時，將必因垂直伸張而產生水平輻合，結果將使氣流增加氣旋式渦動量，而渦動量實際可表示爲氣流之曲率或切變，或兩者之總和，故知當氣流越山後，在山之背風面將保持氣旋式之曲率（即旋轉），因山脈迎風面風速最大，當空氣頂點之曲率大至某一「定值」時，即不能獲得廻折點（Inflection Point）而斷裂爲封閉之小低壓胞系（Small Closed Low Pressure Cell），此則爲颱風副中心產生之基本原理（詳見空軍氣象中心編印之四卷七期中國天氣分析月報王時鼎著「颱風橫過中央山脈研究」一文）。

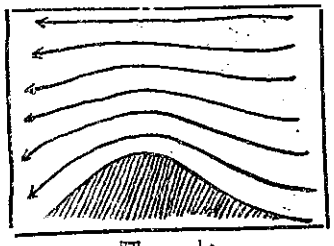


圖　七

基於以上的解釋，可知颱風副中心之產生，乃由於强烈氣流越過山脈後，在山之背風面所發生之氣旋式渦動，終而形成爲一封閉之低壓環流。

關於此項主副颱風之辨別，著者認爲對於颱風行徑之研判，以及警報之發佈極端重要，因之願就芙瑞達侵襲本省期間空軍各地之氣象報告，繪製九月十六日十五時至十七日十二時三小時間隔之颱風詳圖八張，如附圖八至附圖十五，以及十七日二十一時之颱風詳圖一張，如附圖十六以及附表一，對於本省東南部以及西北部兩副中心之發生經過，以及其影響主颱風之程度，分別討論如下：

甲、本省東南部之副中心：

發生經過：九月十六日十五時，芙瑞達已登陸本省東北部，本省東方臺東附近，因西南部西南風過山作用，副中心於焉生成，此副中心之生成，完全由於過山氣流影響，因之只要「氣流過山」條件存在，副中心亦即存在。迨十七日二十一時，颱風到達 24.2°N 119.1°E ，本省西南部風向轉爲南向以及東南方向，上述之必須及充足條件已不存在，此副中心即行消滅。

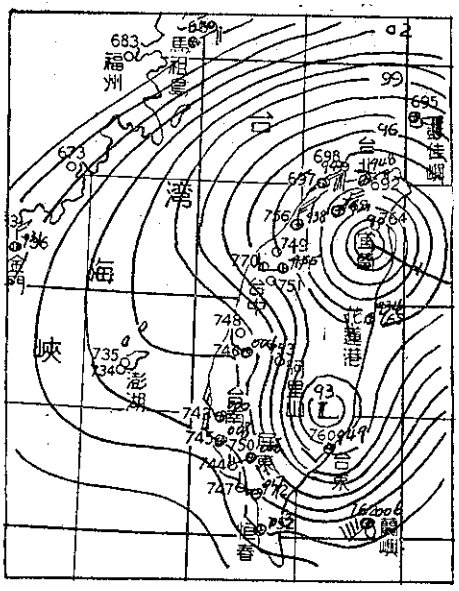
對主颱風之影響：根據此副中心生成之理論，其得於停留乃必然之現象。復由於其位於本省東南部，與主中心之間被中央山脈阻隔，兩者無吸引牽制之可能，因之除造成本省東南部一隅之强風暴雨以外。影響主中心之行

表一：芙瑞達颱風侵臺期間副中心出現地區各地氣壓與風向風速統計表

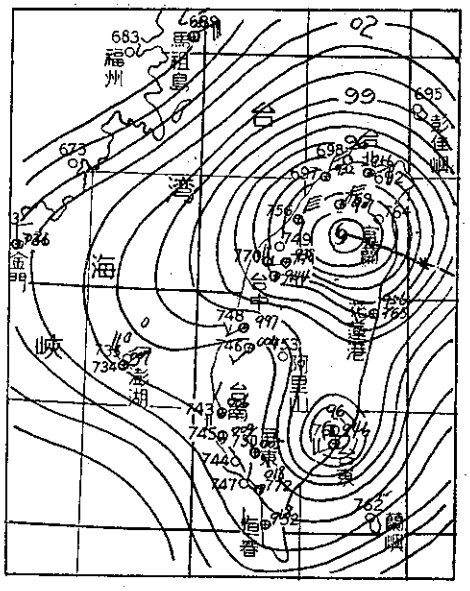
副中心	地名 \ 風與氣壓 \ 時/日	15/16 風	15/16 氣壓	18/16 風	18/16 氣壓	21/16 風	21/16 氣壓	24/16 風	24/16 氣壓	03/17 風	03/17 氣壓
第一副中心	臺北	NE/20	※※948	NF/20	956	E/25	966	ESE/20	980	ESE/20	968
	桃園	NE/30	942	NE/50	※※922	F/50	934	ESE/35	955	ESE/40	939
	龍潭	NE/25	921	NE/25	※※907	NE/20	926	NE/20	927	NE/15	944
	新竹	N/35	938	NE/35	※※902	NE/20	915	E/10	940	E/5	942
第二副中心	臺東	SW/10	949	SW/20	※946	S/25	974	N/5	994	NW/5	990
	屏東	W/5	006	NW/5	005	S/5	019	W/10	029	SW/10	016

副中心	地名 \ 風與氣壓 \ 時/日	06/17 風	06/17 氣壓	09/17 風	09/17 氣壓	12/17 風	12/17 氣壓	15/17 風	15/17 氣壓	18/17 風	18/17 氣壓
第一副中心	臺北	ESE/30	※966	SE/30	986	SE/25	990	SE/30	990	ESE/25	990
	桃園	SE/50	※930	E/40	963	SE/35	970	SW/10	969	S/5	983
	龍潭	NE/10	※944	W/5	975	C/0	981	SW/10	976	N/5	987
	新竹	W/5	※636	NW/5	967	SW/5	983	W/5	977	NE/5	980
第二副中心	臺東	SW/30	990	SW/15	024	SW/20	031	W/5	027	SW/10	032
	屏東	S/20	009	SW/25	042	SE/20	032	W/15	033	S/10	029

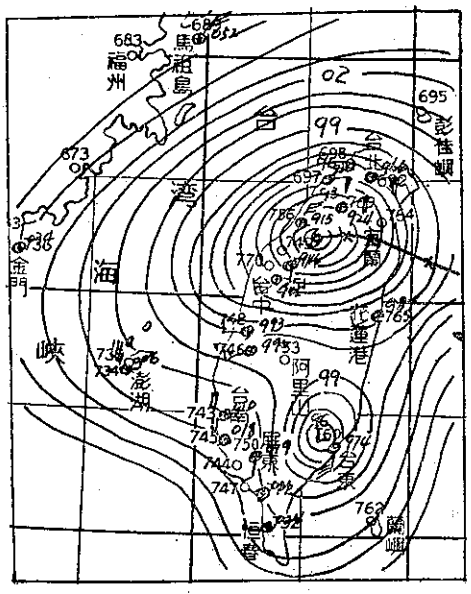
備註：※※表颱風主中心經過時之最低氣壓值，※表颱風副中心經過時之最低氣壓值。



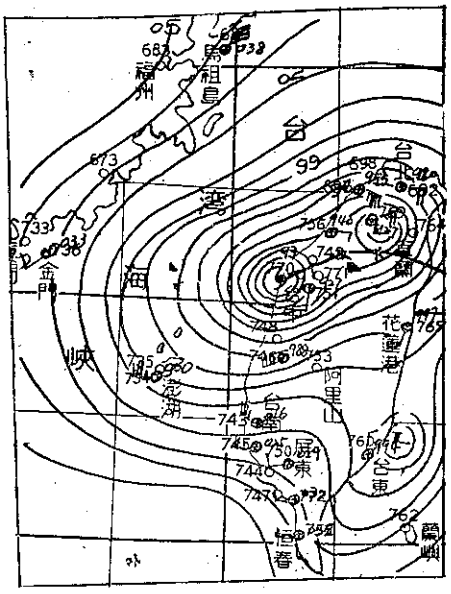
圖八　45年9月16日15時颱風詳圖



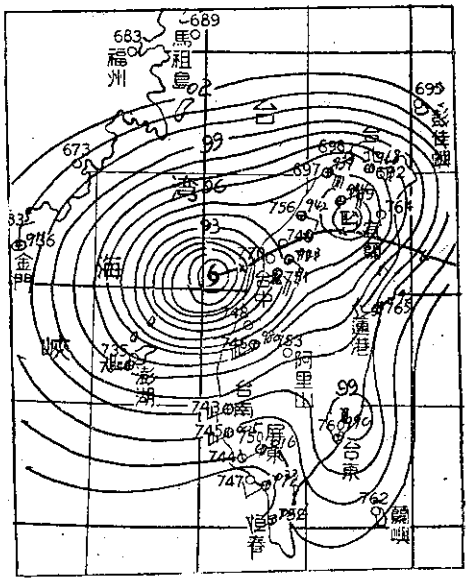
圖九　45年9月16日18時颱風詳圖



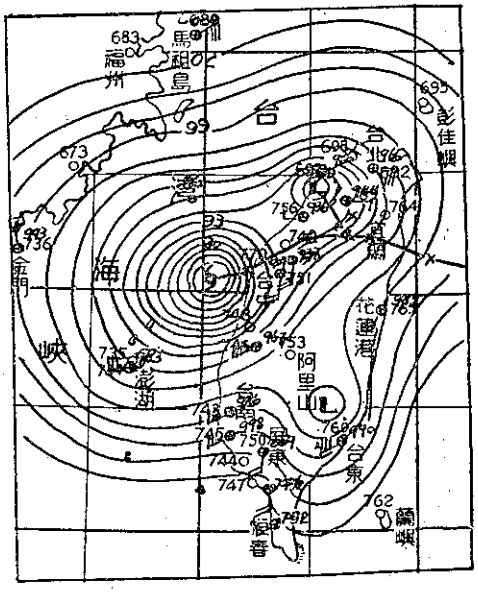
圖十　45年9月16日21時颱風詳圖



圖十一　45年9月16日24時颱風詳圖



圖十二　45年9月17日03時颱風詳圖



圖十三　45年9月17日06時颱風詳圖

徑甚微。

乙、本省北部之副中心

發生經過：九月十六日二十四時，芙瑞達颱風中心穿越本省北部之後，忽折往西南行，到達新竹之西南，臺中之西北方海岸，本省北部有普遍强烈之東風，吹越中央山脈之北部，副中心於焉發生於背風處之臺北東南方。其生成之事實除可從附圖八至附圖十五予以鑑定以外，復可從附圖十七之二之氣壓曲線，看出其明確之演變，該三地點之氣壓曲線顯示有兩次氣壓最低值，前者爲主颱風經過時之氣壓最低點，而後者則爲副中心產生造成氣壓低降。其最初生成處約在龍潭附近，其後則漸向西移至桃園附近。

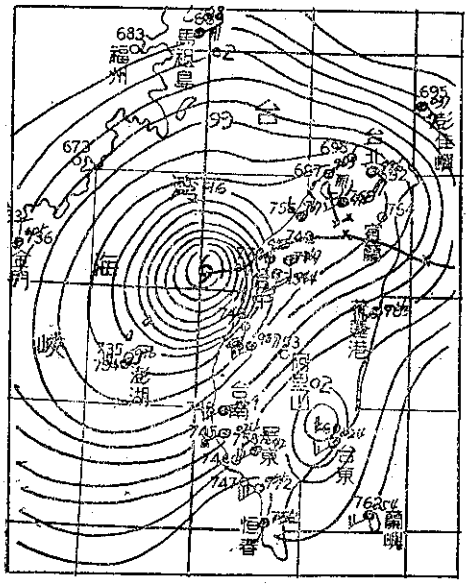
九月十七日二十一時，芙瑞達主中心，到達附圖十六中位置，本省北部風向漸轉東南，風力減弱至 20 浬/時

以下，北部副中心生成之條件喪失，乃即消滅。

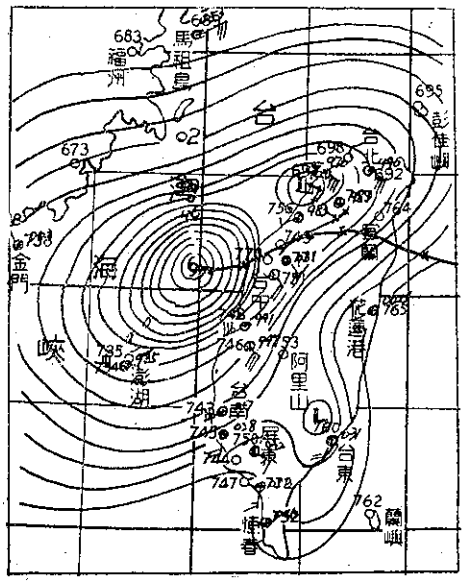
此副中心因與臺灣海峽中之颱風主中心同在中央山脈之西側，且相距不過百浬，其對主颱風之動向發生極大的影響力，因而促成颱風主中心之減速滯留現象，導致臺灣南北普遍持久之强風豪雨（有關二者之關係及何以造成颱風之停留現象，容在下節中討論）。

④ 對芙瑞達颱風在臺灣海峽呈停留現象之討論：

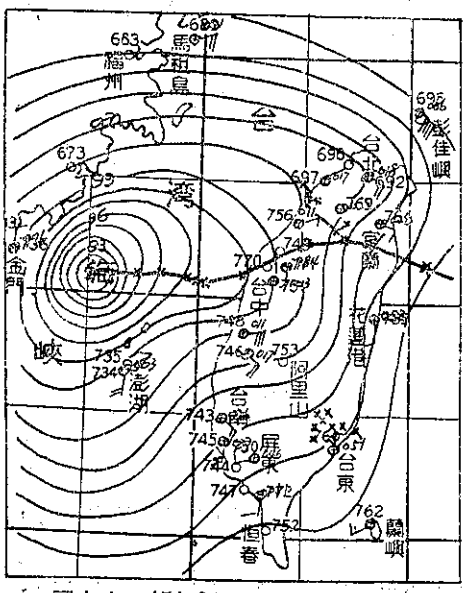
當芙瑞達颱風移入臺灣海峽時，由高空氣流形勢，顯示其位於大陸高壓之東南象限，將受其環流之導引向西南行，何以會在臺灣海峽發生停留狀態？此種現象吾人可由臺灣北部副中心之生成，及引證日本氣象學家藤原氏學說獲得答案，藤原氏以爲兩隣近之熱帶低氣壓互爲反鐘向旋轉，而較弱者繞較强者旋轉，終而爲其吸引而合併，吾人檢視三小時之颱風詳圖，當十六日二十四時颱風中心移向臺灣海峽時，北部副中心亦同時產生，至十七日三時颱風移入海峽中部後，此副中心已見加强，此時吾人根據藤原定則，二者必發生反鐘向之旋轉，此種相互旋轉之結果，必將產生下列兩種現象：



圖十四　45年9月17日09 時颱風詳圖



圖十五　45年9月17日12時颱風詳圖



圖十六　45年9月17日21時颱風詳圖

(A) 颱風主中心有西行減速（原屬西行者）或向東移之趨勢（原屬停留者）

(B) 副中心繞主颱風旋轉而向西移。

故知芙瑞達颱風此時雖有高空流導引其南西南行，然復受與臺灣北部副中心之相互旋轉之牽引，使其向西移動之速度減小，結果造成 16,1800z 至 17,0000z 間之近於 停滯不動之狀態，直至臺灣北部副中心趨於消失，方始隨高空導引向西移去。

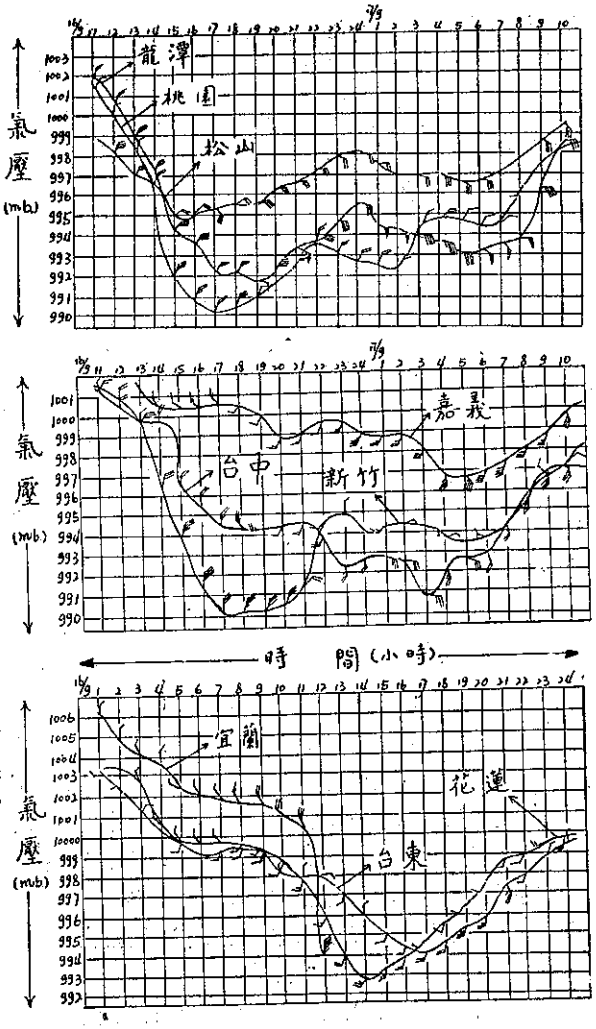
再者由於主颱風與副中心相互旋轉之作用，致使介於二者間之新竹龍潭地區風達相互抵消幾達靜風狀態，此種處於四鄰强勁風力中之怪現象，藉此獲得了學理上的解釋。

㊄ 對芙瑞達颱風影響臺灣各地天氣之檢討：

此次芙瑞達颱風於九月十六日移近臺灣東部，並於該日十三時許在宜蘭附近登陸，其於橫越本省北部移入臺灣海峽期間，在臺灣之東南角與西北角各產生颱風之副中心，且由北部副中心之影響在臺灣海峽中呈停滯狀態，致造成各地連日持久之强勁風雨，雨量之豐沛，爲數年來未有，根據空軍各駐地所測最大風速之統計（如表二）及省氣象所各地雨量之統計（如表三），可見臺灣各地風速以北部較大，而最大

表二：芙瑞達颱風侵臺期間各地出現之最大風速統計表

地　　點	淡水	馬祖	松山	桃園	新竹	馬公	金門	嘉義	臺南	岡山	臺東	臺中	花蓮	虎尾	屏東
最大風速(浬)	63	42	62	70	38	45	50	45	45	36	45	34	36	40	26
出現時日	17/9 15:00	16/9 24:00	17/9 10:00	16/9 16:00	16/9 18:00	18/9 08:00	17/9 03:00	17/9 06:00	17/9 06:00	17/9 04:25	16/9 16:00	17/9 03:30	17/9 05 40	17/9 09:58	



圖十七　芙瑞達颱風侵臺期間各地氣壓及風向風速逐時變化曲線圖

者爲桃園曾達每時70浬，雨量則中南部及東部平均皆達 500mm 以上，由於如此豐沛之雨量，致使山洪暴發，各溪流水位狂漲，河堤崩裂，造成各地嚴重之水災，其中僅臺南一縣災民即達三萬餘人，其他嘉義及彰化沿海鄉鎮，皆蒙嚴重水災。

總之此次芙瑞達颱風所造成各地之災害，實爲豪雨所致，由强風所致者，尚在其次。

三、結　　論

綜合以上之討論，可得結論如下：

① 芙瑞達颱風自宜蘭蘇澳間登陸，穿越本省北部以後，僅發生行踪折向之行爲，中心移入臺灣海峽之中並未消失。

表三：九月芙瑞達颱風侵臺期間各地雨量統計表

地點＼日期	16	17	18	19	總雨量
淡　水	7	130	1	21	159
臺　北	11	90	10	2	113
基　隆	25	150	32		207
彭佳嶼	7	55	54	1	117
馬　公	1	180	280	100	561
臺　南	0	160	370		530
高　雄	4	90	350	110	554
臺　中	5	190	140	6	341
恒　春	37	17	160	60	274
阿里山	16	400+	160	90	666
大　武	7	48	210	140	405
新　竹	6	47	18	1	72
臺　東	3	49	190	270	512
新　港	2	90	150	170	412
蘭　嶼	0.5	15	54	8	67.5
花　蓮	8	290	150	110	558
宜　蘭	0	160	15	0.3	175.3
日月潭	45	390	60	37	532

芙瑞風行踪雖然詭譎唯仍可根據上層導引原則，有效爲某種限度之預測。芙瑞達侵襲期間，空軍氣象中心曾先後於九月十五日十五時對外分送之颱風警報報告單中，書明芙瑞達將於次日晨九時登陸宜蘭，同時經由空軍廣播電台廣播周知，又於九月十七日晨九時，判斷芙瑞達颱風在臺灣海峽中減速滯留，雖前者與實際登陸時間微有差異，然地點與預測並無出入，而後者滯留之判斷，較之美空軍於九月十七日十五時所發颱風報告中之判斷在臺灣海峽停留早六小時，是其明證。

③ 預測颱風之行踪，以加强高空等壓面圖之繪製，爲主要工具，倘能同時每日增繪北半球地面圖與高空圖各一次，藉得明瞭全球性地面高空天氣大勢及其演變，則颱風行徑預測之準確度，更可增高。

—— 完 ——

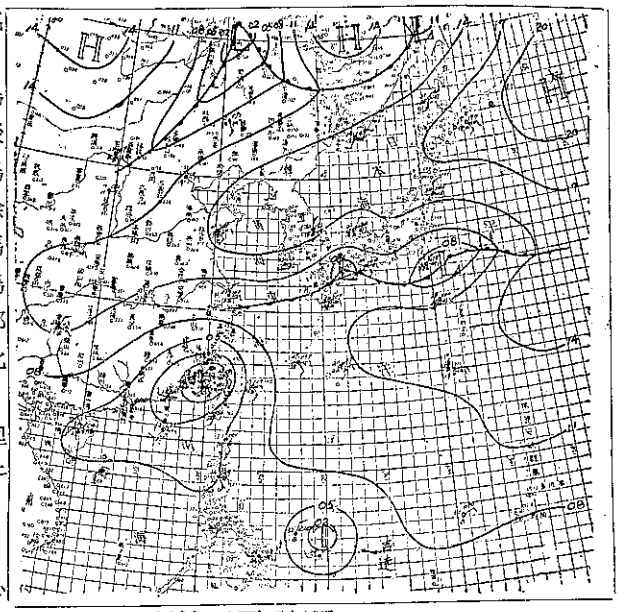
民國四十五年颱風報告

劉鴻喜

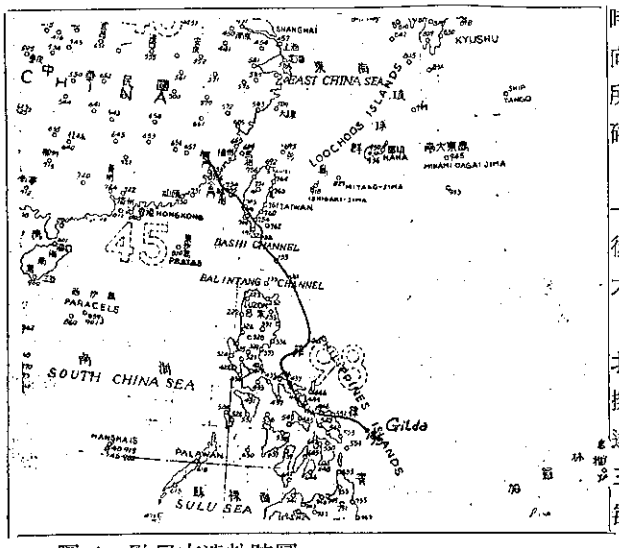
第五號—颱風吉達（GILDA）

一、概　　述

在本年度襲臺的五次颱風中，其初期行踪最出人意表的首推颱風吉達。九月十七日下午三時（夏令時間，以下同），芙瑞達颱風尚在本省肆虐，而在中部菲律濱以東洋面上，又已經另有一熱帶性低氣壓形成（圖一），十二小時後，此一低氣壓已發展成爲中度颱風，並被命名爲颱風吉達(Gilda)，其時中心氣壓尚淺爲 999 毫巴，位於北緯 12.0°，東經126.6°，即菲律濱群島之薩馬島(Samar I.) 以東約一百七十公里處。吉達發育完成後，隨即向西北西方移動，因爲距菲甚近，賡即襲擊菲島中部各島嶼，是時吉達威力尚非甚大，故菲律濱各島除豪雨終日外，所受風災較小，當時一般咸認（包括馬尼拉氣象局在內）此一颱風即將依照習慣途徑橫貫菲島中部而進入南海，詎料吉達一反常規，於進入菲島中部後，即改變進行方向，自原來的西北西方初偏向西北方，又偏爲北北西方，此時颱風威力因受陸地阻碍，中心風速已自原來的每時八十五浬，減爲每時六十五浬，大致沿菲島東部海面向北移動，於九月二十日下午三時（200600z），抵達北呂宋以東海面，即17.2°N，123.8°E，此時已入遼闊海面，摩擦減小，風力加大，據飛機偵察報告，近中心風速已回升至一百浬，中心氣壓加深至 970 毫巴，每小時以十浬之速度向北北西方推進，已呈將襲臺灣之勢。二十四小時後（210600z），吉達進抵20.7°N，122.0°E，仍以每小時十浬的速度續向北北西方前進，此時臺灣南部已大受其影響，吉達未來的行踪，乃備受各方密切注意，適巧此時吉達周圍氣流高低形勢差異不大，力量比較均衡，以及陸地影響，故自九月二十一日下午三時起，至二十三日上午三時止，吉達在此十二小時內，在巴士海峽趦趄徘徊，動向不定，所幸本省測站密佈，臺灣南部各地均設有測候所，使我們的分析研判工作十分便利，所獲結果亦甚正確。



圖一　170600z地面天氣圖



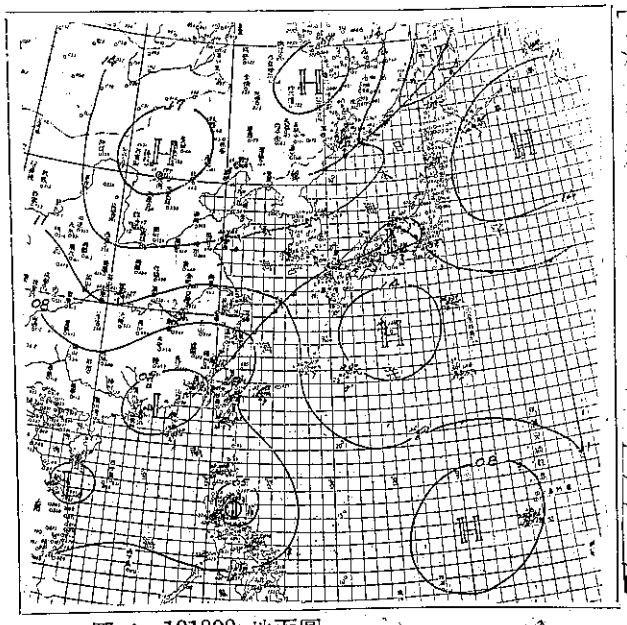
圖二　颱風吉達軌跡圖

二十二日上午以後，吉達動向重新恢復爲北北西（一度曾向北進行），當時吉達已抵蘭嶼附近，經改向後遂於當晚八時許（221100z）在臺灣東部臺東縣屬大武鄉登陸，經屏東、岡山、臺南，於二十二日午夜（221600z）進入臺灣海峽，復經澎湖列島，在金門以北進入福建。吉達颱風自橫越中央山脈後，由於下層摩擦阻力之增大，中心迅被填塞，威力因以大減，當吉達迫近蘭嶼時，瞬間最大風速曾達一〇四浬（每秒五十三・八公尺）至大武瞬間最大風速曾達每時八十四浬（每秒約四十四公尺），至臺南已銳減每時四十浬，而馬公僅達颱風風力之最低範圍，即每時三十四浬，因此

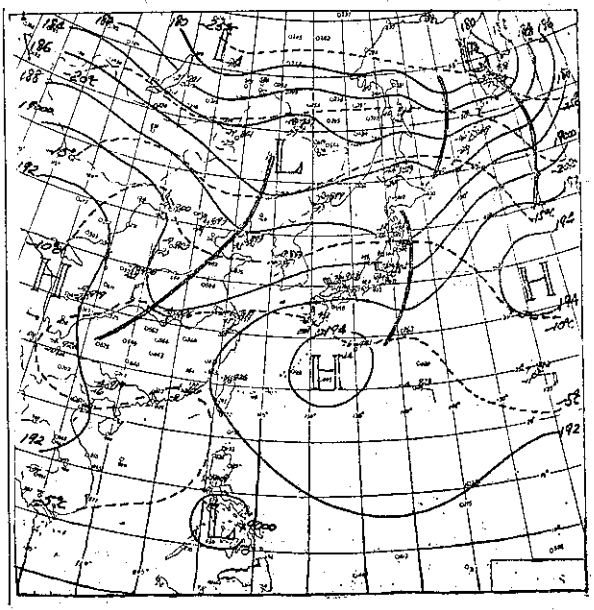
吉達登陸福建後，已成强弩之末，毫無衝量，遂於二十四日上午在東南沿海變爲溫帶低氣壓。計自九月十七日下午起，至二十四日上午止，吉達颱風以其奇特途徑在海陸行動，共達七日有半，菲、臺、閩三地區均曾受其侵襲，但比較言之，則以臺灣東南部各地所受損害較大（參看圖二）。

二、本中心對於吉達颱風之研判

當吉達颱風生成之初，本中心以其距菲島甚近，距臺灣則甚遠，且所處經度與臺灣相差無幾，襲臺之可能應不大，故僅予以適切注意，迨吉達於十九日中止橫貫菲島中部，轉向爲北北西方，本中心已窺見其有襲臺之勢，遂予以密切注意；當時東亞天氣大勢，高氣壓在我國東北及日本；自東南沿海以迄臺灣，菲律濱，則是一片低壓區（圖三）。在高空方面，據九月十九日 1500z 500 毫巴高空氣流圖分析（圖四），太平洋高壓西緣適在臺灣附



圖三　191800z地面圖



圖四　191500z 500mb高空圖

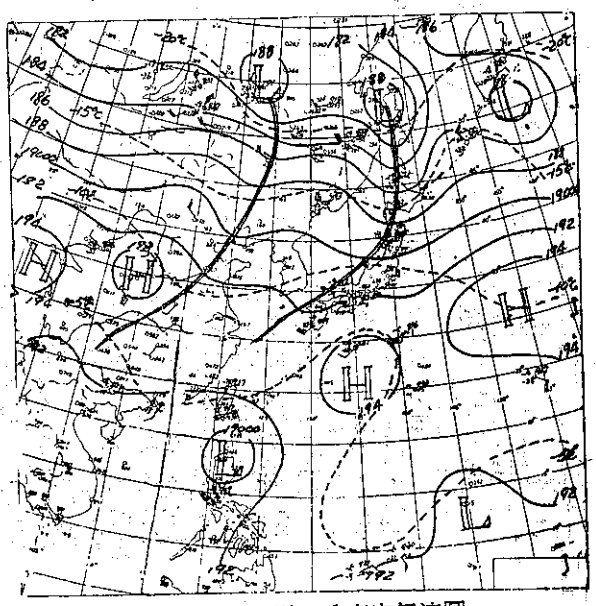
近，大陸高壓雄據我國西南諸省，自我國東北經山東、安徽、以迄湖南，則爲高空主槽所在，此一主槽並有逐趨東移之勢，因之，吉達受其吸引乃愈向臺灣移行，九月二十一日上午，吉達開始進入巴士海峽，下午本中心召開第一次吉達颱風會議，集體研判其行踪，根據當時天氣資料及圖表，會中認爲：

①在過去數日內，吉達一直保持其北北西方動向。

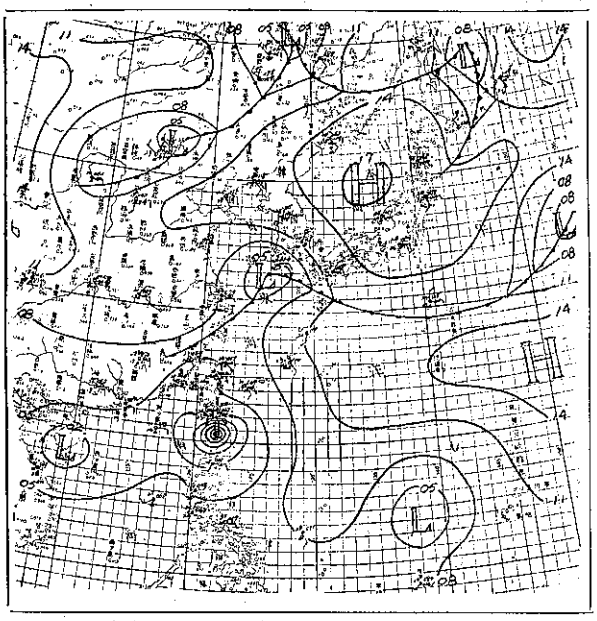
②根據圖五所示，高壓主槽已東移至日本海經東海以迄福建沿海一線，吉達將續受其吸引。

③由二十一日 0600z 地面天氣圖（圖六）顯示，東海有一溫帶氣旋，冷鋒向西南伸至浙閩沿海，實與高空狀況相吻合。

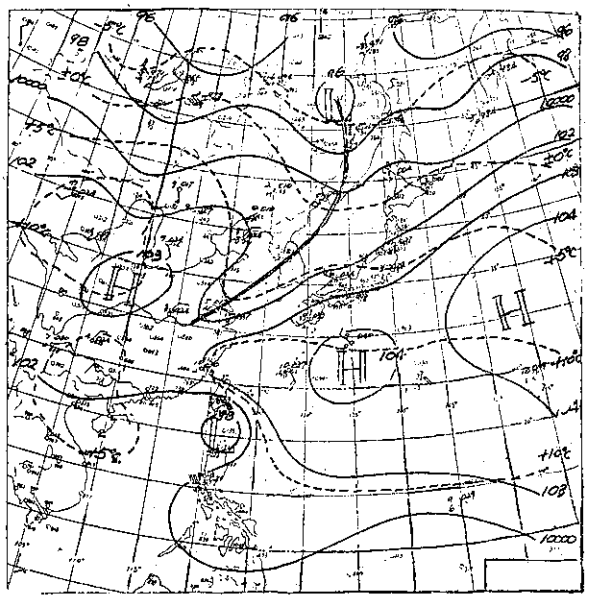
因此會議判定吉達仍將繼續向北北西方移動，時速約爲五浬，近中心最大風速每時達一百三十浬，二十一日下午三時中心位置在 20.9°N 122.0°E 度。此時全臺灣陷入風雨之中，吉達正逐趨接近（表一）本中心乃加强戒備，會同臺灣省氣象所值班預報人員共同研



圖五　210300z 500mb高空氣流圖



圖六 210600z地面圖



圖七 211500z 700mb高空圖

表一各地逐時天氣報告（恒春、屏東、臺東、臺南、馬公、松山、金門）211800z—221200z

每日各時天氣報告一覽圖　日期：　年

時間 (Z) / 站名 Station	16	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
恒春 Hengchun																						
屏東 Pingtung																					○	
臺東 Taitung	○	○	○	○	○																	
臺南 Tainan																						
馬公 Makung																						
松山 Sungshan																						
金門 Kinmen																						

每日各時天氣報告一覽圖　日期：

時間 (Z) / 站名 Station	16	17	18	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
恒春 Hengchun																				
屏東 Pingtung																				
臺東 Taitung																				
臺南 Tainan																				
馬公 Makung										○	○	○								
松山 Sungshan																				
金門 Kinmen				○																

判，並隨時利用電話與各有關氣象單位密切聯繫，交換天氣情報，研討吉達之中心位置及其動向。

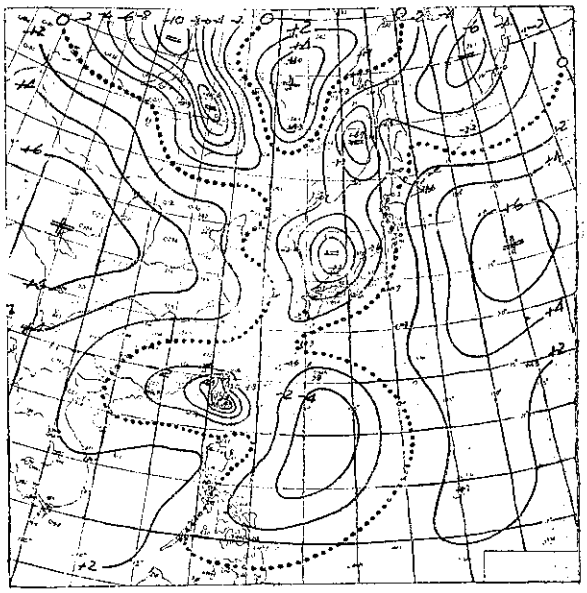
二十二日上午十時，中心再度召開吉達颱風研判會議，檢討最新天氣形勢，特別注意下列諸點：

①吉達颱風經十二小時（210600z—1800z）之遲緩移動後，現又趨活躍。

②就二十二日 0000z 地面天氣圖觀之，原在東海之溫帶氣旋，已東移至日本西部，滯留鋒（Stationary Front）伸入東海至臺灣北部海上，頗有援引吉達向北行進之勢。

③但就高空情勢察看，如圖七所示，太平洋高壓西緣，仍遠達我國東南沿海，根據高空導流原則，顯示吉達又復北轉不易，仍以沿高壓邊緣移動之可能性最大。

④另就二十一日至二十二日 0000z 二十四小時氣壓變差圖（圖八）觀之，當時之降壓中心在蘭嶼附近，次多區即爲臺灣東南部及中西部二處，後者是由於誘發性低氣壓在臺中附近發生，乃形成另一降壓中心。由氣壓下降形勢觀之，吉達仍將續向西北方行進。



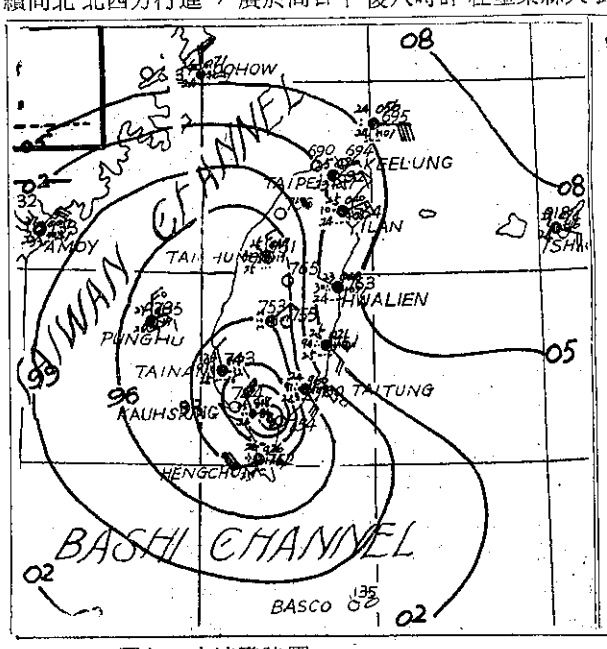
圖八　21—22日0000z 氣壓變差圖

依據上述諸點，本中心會議乃判定二十二日上午九時吉達位置在 21.0°N 121.0°E 度，最大風速仍爲 130 浬，進行方向及速度爲北北西方，每時五浬，亦即形將登陸本省東南部。當將此項結果電話通知各有關單位參考應用，並呈報各有關首長。

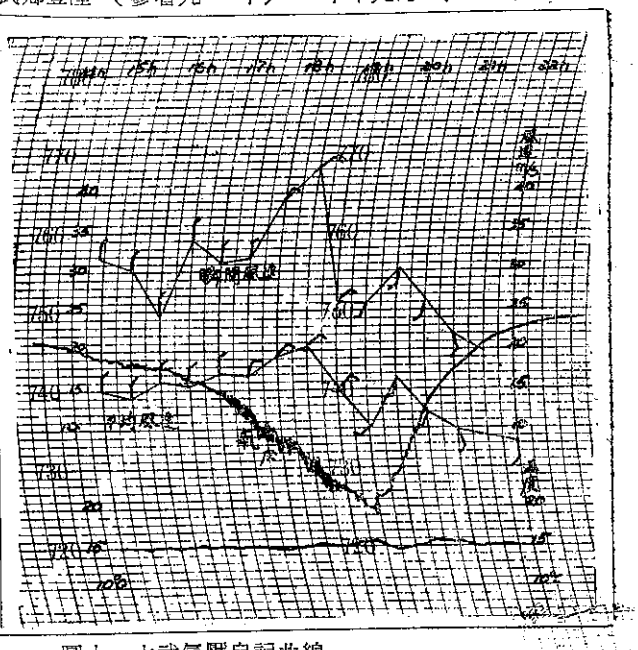
表二：蘭嶼、大武、成功天氣報告

地名	時	九月二十二日 0000z	0200z	0400z	0600z	0800z	1000z	1200z	1400z	1600z	1800z	2000z	2200z	二十三日 0000z	0200z
蘭嶼		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	[illegible]	[illegible]	[illegible]
大武		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
成功		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

九月二十二日下午，吉達已迫近蘭嶼西南海面，據蘭嶼測候所紀錄顯示，蘭嶼氣壓最低時曾達 979.1 毫巴，瞬間最大風速曾達每時一〇四浬（參看表二），下午三時吉達位於 21.8°N 121.4°E 度，續向北北西方行進，廣於同日午後八時許在臺東縣大武鄉登陸（參看九、十），下午九時（1200z）位於



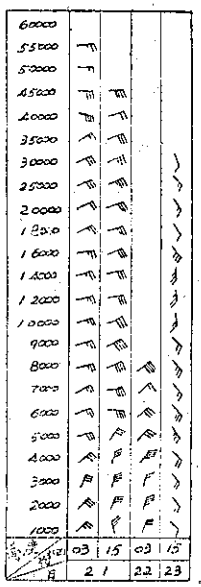
圖九　吉達登陸圖



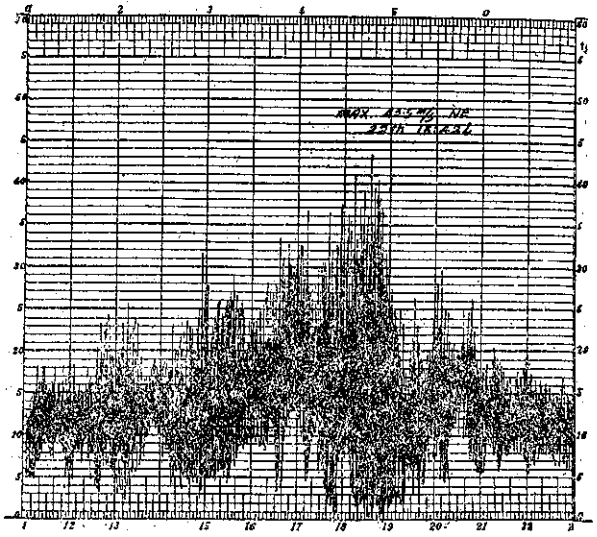
圖十　大武氣壓自記曲線

22.4°N 120.6°E，由於地形阻碍，吉達動向偏轉爲西北，經屏東臺南進入臺灣海峽，於二十三日晨三時221800z左右，到達澎湖附近，此時威力已大爲減小，中心氣壓亦經塡塞上升甚多，吉達於移至馬公西北後，曾在海峽滯留十二小時（221200z—230900z），然後在金門以北惠安附近登陸，由於其威力消滅，故進入福建後迅即變爲一低氣壓，二十四日上午九時之地面天氣圖上，已難覓其踪跡。

表三：恒春探空紀錄（九月廿一日—廿三日）



此次吉達颱風係由南南東方逐漸接近本省，當其進入巴士海峽後，曾在臺灣北中部新竹以南臺中附近形成一淺低壓，即所謂颱風副中心，此種副中心之生成，主要是因爲氣流越過中央山脈，氣流下部受阻，上層亦受垂直擠縮而生水平輻散（Horizontal Divergence），過山以後，氣流又因疏散而生水平輻合（Horizontal Convergence），因而增加氣流渦動，在山的背風一面形成封閉低壓，此低壓之維持及發展，端視颱風對其影響力之大小而定，一般言之，若颱風極其强烈，則所誘發生成之副中心亦較深濬，否則較淺。就吉達颱風而論，其垂直發展約爲四萬呎（參看表三，該紀錄不全），其威力非最强大（接近本省時近中心最大風速曾達一百三十浬），且其來向係斜角吹襲中央山脈，故所生副中心甚爲微弱，於吉達登陸後，因動能來源大減，此一小型低壓逐漸趨於消滅。



圖十一　大武强風自記紀錄

由於颱風環流及地形之双重關係，歷次侵襲臺灣南部的颱風，均促使臺灣北部風力增强（雖然不在暴風半徑內），且其强風開始及持續的時間較之接近颱風中心的南部爲尤早（參看表一），此次吉達颱風亦屬如此。此外金門，馬祖亦有類此情形發生。

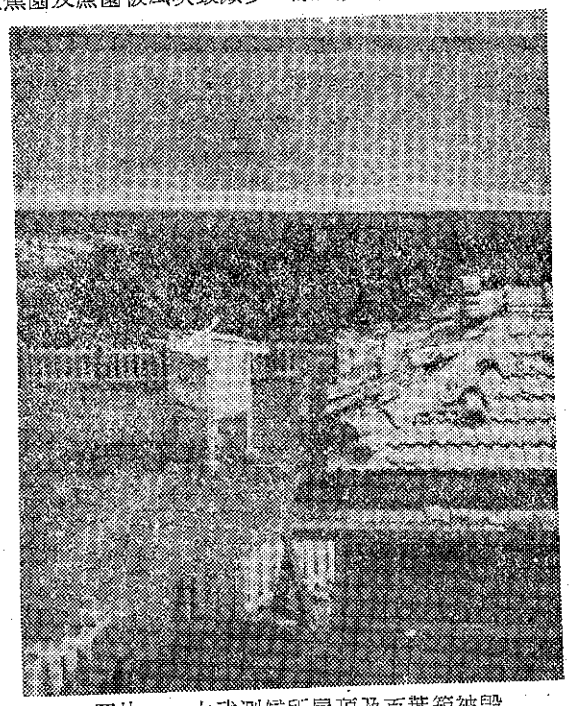
三、吉達颱風侵襲台灣情形

此次吉達颱風之威力雖非極端强大，但因是直接登陸臺灣，故仍使本省東南部飽受損害。就風力言，除蘭嶼所測得之一〇四浬爲最高外，屏東所測得之瞬間最大風速爲每時九十浬，由大武測候所强風自記記錄讀得之瞬間最大風速曾達每時八十四浬（參看圖十一），恒春及臺東二地最大風速則分別爲每時六十及五十四浬，至臺南已降爲每時四十浬，花蓮更小，僅二十一浬，（表四），故吉達風災範圍大致是以大武爲中心，西北至屏東，東北

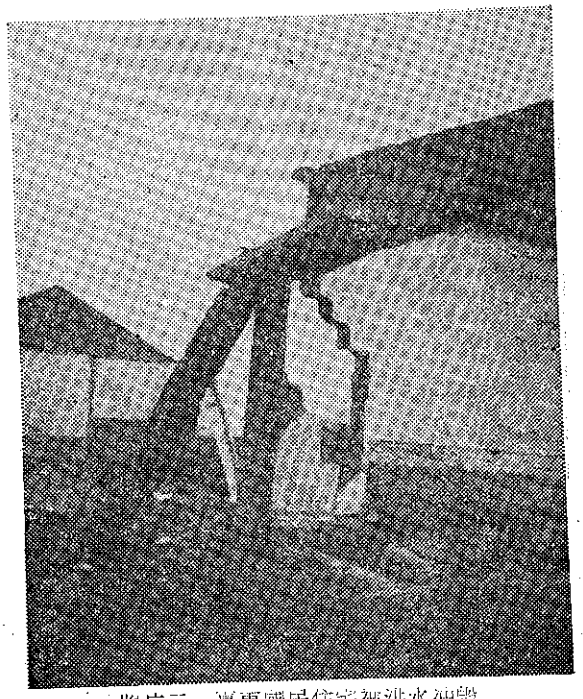
表四：各地瞬間最大風速

地名	風向	風速 M/S	日	時	地名	風向	風速 M/S	日	時
臺北	E	38	23	0200L	花蓮	SSE	21	22	0226L
桃園	NE	50	23	0120L	臺東	NE	54	22	1850L
新竹	NE	42	22	2110L	大武	NE	84	22	1942L
臺中	N	18	21	1530L	馬祖	ENE	33	23	0800L
嘉義	SE	32	23	0130L	金門	NE	36	23	1355L
臺南	S	40	23	0156L	馬公	NE	34	22	2215L
屏東	S	80	22	2300L	彭佳嶼	E	55	22	0100L
恒春	WSW	60	22	1915L	蘭嶼	ENE	104	22	1428L

至臺東，南迄恒春爲限，其中尤以蘭嶼、大武及屏東三地風災最大，大武爲吉達登陸處，故倒毀房舍甚多，臺灣省氣象所屬之大武測候所辦公室及觀測用百葉箱均被强風吹毀，（照片一），屏東爲吉達中心通過之地，風力亦强，市內全倒房屋十七棟，佳本村、長四村等地倒毀房屋達三分之二。恒春位於本省南端，受風襲最早，全區房屋倒毀達百棟。臺東及成功（新港）二地倒毀房舍亦多。臺東新建之國民住宅亦被吹毀（照片二）。高雄屏東區平地蕉園及蔗園被風吹毀頗多。除風災外，隨颱風俱來的豪雨所造成的災害恐更大，根據各地記錄統計，從九月二



照片一　大武測候所屋頂及百葉箱被毀



照片二　臺東國民住宅被洪水冲毀

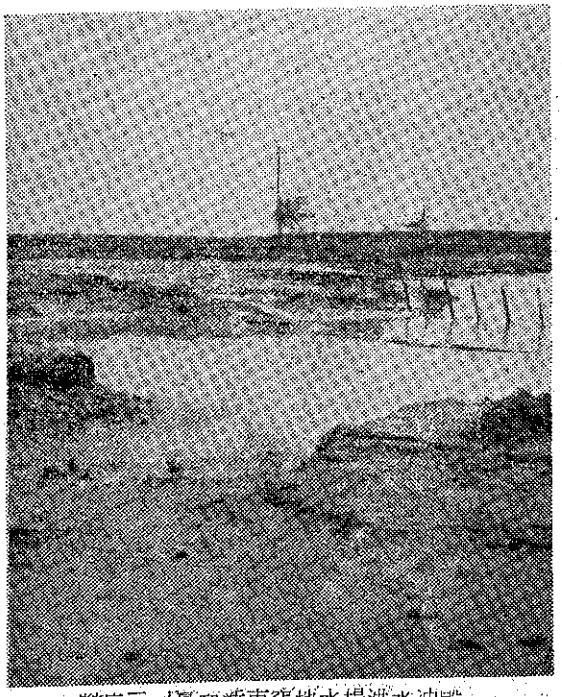
十一日至二十三日三天內，整個臺灣區均爲風雨籠罩，其中雨量最多區厥爲臺灣東部，北起宜蘭（三日總雨量二二三公厘），南迄恒春（五三〇公厘），在該三日內均是豪雨如注，最多爲成功（新港），三日總雨量達六百公厘（表五），較我國西北各省年平均雨量尤多。此因颱風環流挾帶大量水氣自東方海上進襲，因受山地阻擋，迫

表五：各地雨量統計　　中華民國45年9月份

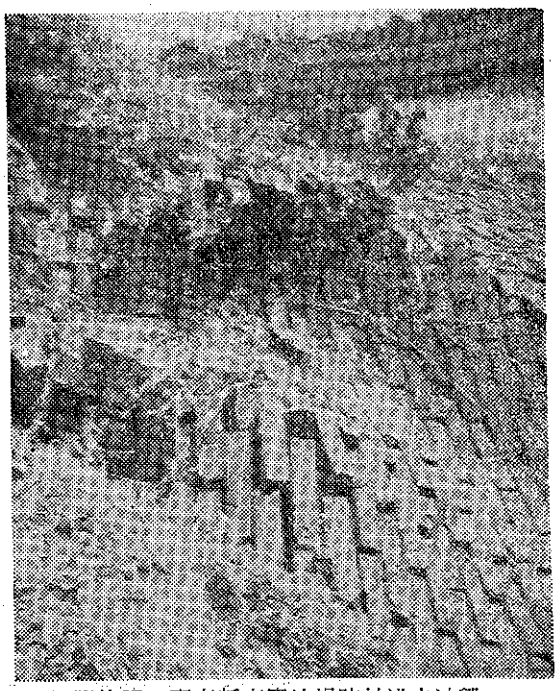
地名 / 日期	淡水	臺北	基隆	彭佳嶼	澎湖	臺南	高雄	臺中	恒春	阿里山	大武	新竹	臺東	新港	蘭嶼	花蓮	宜蘭	日月潭
21	0.1	0.1	8	0	0	49	15	2	100	14	110	0	160	200	100	90	19	5
22	30	26	130	25	21	80	70	2	310	43	330	3	230	200	100	190	170	8
23	6	4	19	46	40	90	90	2	120	2	90	1	180	200	2	70	34	2
總計	36.1	30.1	157	71	61	219	175	6	530	59	530	4	570	600	202	350	223	15

使氣流舉昇，受冷凝結而降雨，東部各地均位於迎風面，故雨量極大。臺灣河流陡峻而短促，自難容納大量洪流，因此河溪壅塞，洪水四決，各地水圳堤防頗有損毀，（參看照片三、四），南部各地養殖漁業，魚池中魚苗被水流失甚多，據報導僅恒春一地亂目魚苗流失已達四十萬尾。由於豪雨及洪水侵害，各地農田亦遭受不同程度的損害。東部交通受洪流衝洗，更是肝腸寸斷，蘇花公路於連遭黛納，芙瑞達侵襲之餘，尚未及整修，又受吉達破壞，修復工程愈形艱巨。東線鐵路全線被毀大小共三十六處，主要是路基被洪水冲毀，以及洪水所挾大量沙石將路軌埋沒，因此使臺東花蓮間陸上交通中斷達十日之久。由於蘇花路斷，東部對外交通及客貨運輸靠少數小輪及復興航機維持，達一月之久。由此可見吉達颱風對東部損傷之大。

我政府當局於吉達過境後，除擬訂詳細補救辦法，分別農田、林、漁、水利等項，進行復建工作外，並立撥



照片三　臺南新市窪地水堤洪水冲毀



照片四　臺南新市窪地堤防被洪水冲毀

價值八百餘萬元之救濟物資，計花豆三萬包（三百萬磅），和麵粉五萬包，分發各地受災民衆，合理分配濟急，由此可見我政府對於社會救濟工作之重視，另一方面，亦可窺知防颱的重要性。

吉達登陸後，因中心氣壓塡塞（Filling）迅速，威力銳減，在海峽中雖小有增强，但主要是增補其環流水氣，故在惠安登陸後，閩北各地曾普降豪雨，對當地農田略有損害。

四、吉達颱風研判結果之檢討

吉達颱風生成之初，緯度既低（北緯 12 度），經度又復偏西，（東經 126 度），照正常情況言，應不致於侵臺，但由於今年太平洋高壓位置具有偏差，遂使吉達放棄貫穿菲島中部而北行侵入臺灣，本中心於其抵臺前三日（九月十九日），已明確察覺吉達有襲臺可能，遂予以密切注意，迨於二十一日吉達進入巴士海峽中徘徊滯留達十二小時，在此期間，美軍氣象偵察機所測位置及預測之動向，差誤甚多，大爲失常，幸本省氣象測站位置配設甚爲齊全，在南部恒春、屏東、蘭嶼、大武，成功等地均設有測站，資料完全，使本中心得以充分利用於分析研判，旣迅速又遠較國外各地報告爲正確，此種優點至吉達登陸大武時已發揮至頂點，如吉達係二十二日下午八時許在大武附近登陸，而菲港二地均報導尙在大武海外，相差達數十公里。由此可證在颱風接近或登陸本省後，祇要我國天氣預報傳送及時，則吾人對颱風位置及動態之報導實最爲權威並最正確。惟其中尙有值得改進者：

①此次吉達登陸之區，各重要地點之測站均隸屬臺灣省氣象所（也有與軍方重複者），各測候所員工在此次吉達颱風時，冒狂風暴雨觀測編報，厥功甚偉，離島測站（蘭嶼測候所），在颱風來襲時間現規定係每二小時報天氣一次，今後希望能改爲逐時報告，以便與本島各地逐時天氣相配合，供作分析研判颱風動態之用。

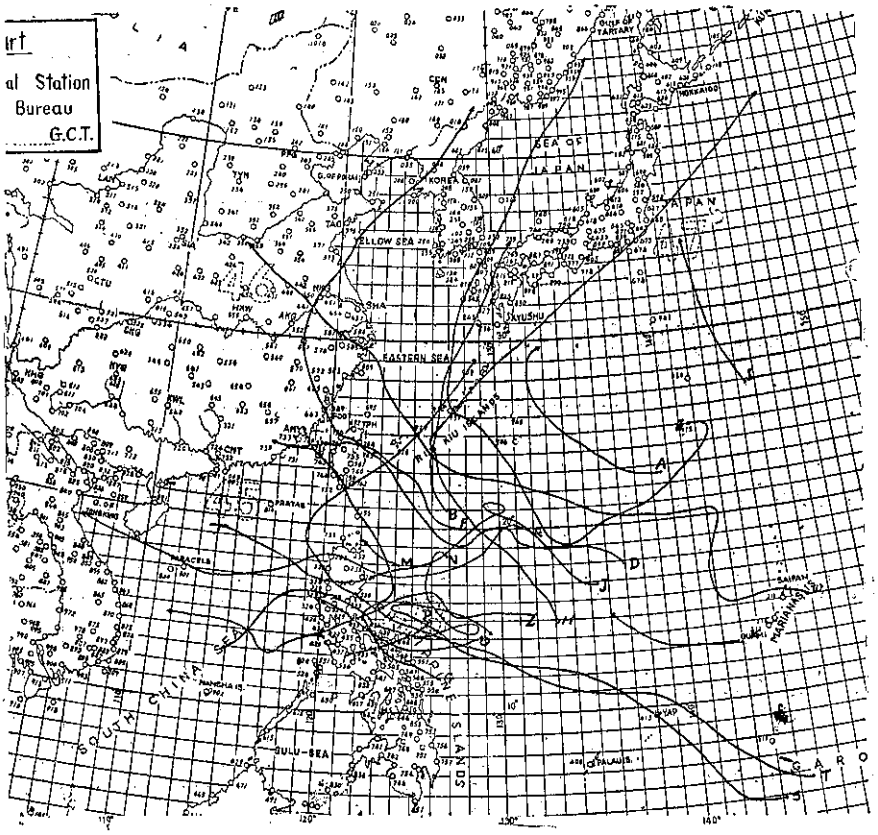
②颱風之發佈，歷年均爲每六小時一次，（每日發佈四次），此蓋由於國際規定，每六小時全球各地均廣播繪圖天氣（Synoptic Weather Broadcast），以供各國分析研討天氣之用；惟在颱風登陸本省後，由於各地市民之迫切需要，其發佈時間及次數，似有增加之必要，因颱風中心已在本省，則根據全臺各地天氣報告已可將其位置準確判定，而各地天氣情報，每小時均有傳遞，是以在颱風登陸本省後，每小時均可獲得颱風新位置，若以每一小時內位置變動甚小，則至少應每二小時發佈颱風一次，庶幾全省同胞，可隨時獲知颱風之最新動態，以便有所趨避及戒備，迨颱風再度下海，或距離稍遠，資料不足，自仍當恢復六小時一次之發佈。

③此次吉達颱風之來襲，顯示臺灣省氣象所屬下各測候所之天氣報告甚爲重要，尤以離島蘭之嶼與彭佳嶼二

測候所不啻爲臺灣東方外圍兩前哨站，其所測得之天氣報告，不惟對臺灣甚爲重要，即遠東各國均有需要，因此本中心甚盼由臺灣省氣象所及交通部民航局合作籌設之氣象廣播中心，能及早架設裝備完成，早日開放廣播各種天氣資料，使各國均可充分獲得我國天氣情報，以加强國際氣象服務，如此對於當前自由中國之國際地位亦將有所助益。

五、附　　記

本年度發生於西太平洋上的有名字颱風（無名之熱帶性低氣壓未計入），共有二十個（參看圖十二），在颱風名稱表中，自第二組之莎拉（Sarah）起，以迄第三組之玻莉（Polly）止，其中發生於三月份者一次，即莎拉，四月份者二次爲賽洛瑪（Thelma）及薇拉（Vera），其中賽洛瑪曾襲臺灣（見本中心颱風報告第一號），五、六月份無颱風發生，七月份二次，爲萬達（Wanda）及愛美（Amy），其中萬達由臺灣北部海上通過，影響臺灣頗大（見颱風報告第二號），八月份發生四次，襲臺灣省一次即黛納（Dinah）（見颱風報告第三號），九月份發生五次，襲臺者二次，即芙瑞達（Freda）與吉達（Gilda），現已分別將此二次颱風撰述報告，列爲本中心颱風報告第四號及第五號，用以報導其襲臺經過，並檢討研判得失。十月份僅琴恩（Jean）颱風一次，惟未襲臺，十一月份已至颱風季末，但竟也發生五次，即颱風凱倫（Karen）、露西洛（Lucille）、瑪麗（Mary），娜汀（Nadine）、及歐莉芙（Olive）、此五颱風因屆季末，受西伯利亞高壓阻擋，均未能北侵，大致均橫過菲島，進入南海，有的在菲東海上即被塡塞。十二月份發生一次即玻莉（Polly）通過菲島中部後塡塞。



圖十二

本年在西太平洋發生的廿個颱風，襲臺者已達五個，適佔總數的四分之一，根據六十年颱風統計，颱風襲臺之歷年平均數爲 1.7 弱，但最多之年曾達八次（1914），本年五次颱風，已達六十年紀錄之年平均數的三倍，亦可謂多矣。（完）

VOLUME 2, NUMBER 4. DEC. 1956

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. Biography of Dr. T. Okada (1874—1956) ..... Kenneth T. C. Cheng ..... (1)

2. Precipitation and Agriculture ..... Augustine Y. M. Yao ..... (3)

3. The Use of Radar for Weather Detection ..... K. C. Chow ..... (12)

4. Snow and Frost in Taiwan ..... K. P. Hwang ..... (17)

5. Report on Typhoon "Freda" ..... Y. C. Hsu ..... (45)

6. Report on Tpyhoon "Gilda" ..... H. H. Liu ..... (52)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China